

ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITA' DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di laurea triennale in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

I MEDICANE – CICLONI DI TIPO TROPICALE NEL MEDITERRANEO

Tesi di Laurea di:
Lorenzo Smorlesi

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatore:
Dott. Sante Laviola

SESSIONE I
Anno Accademico 2013-2014

INDICE

1 Introduzione.....	5
2 Cenni sui cicloni tropicali.....	7
2.1 Tipologia di nubi coinvolte.....	10
3 I Mediane.....	12
3.1 Il Mediterraneo come sistema chiuso.....	12
3.2 I cicloni sottovento.....	14
3.3 I Mediane del passato.....	15
3.3.1 Il ciclone 9610A.....	16
3.3.2 Il ciclone 9610B.....	19
3.4 Cause principali.....	24
3.5 La fase embrionale.....	25
4 Il TLC del gennaio 1995.....	28
4.1 La traccia del ciclone.....	28
4.2 La situazione a scala sinottica.....	31
4.3 Caratteristiche del TLC.....	33
4.4 Analisi del TLC attraverso il modello numerico.....	34
4.4.1 Il campo di pressione e precipitazioni.....	34
4.4.2 Analisi del profilo verticale di temperatura.....	36
4.4.3 Le cause principali della sua formazione.....	38
5 Conclusioni.....	44
Bibliografia.....	46

1 Introduzione

Un TLC (Tropical-Like Cyclone) o Medigane (termine ottenuto dall'unione delle due parole inglesi Mediterranean ed Hurricane) è un particolare tipo di sistema depressionario che si forma e si sviluppa all'interno del bacino del mar Mediterraneo. Durante il suo ciclo vitale, la concomitanza di vari fattori, come la temperatura della superficie del mare, l'orografia e la convergenza di masse d'aria secca e caldo-umida, portano all'intensificarsi del sistema fino a fargli raggiungere le caratteristiche tipiche dei cicloni tropicali.

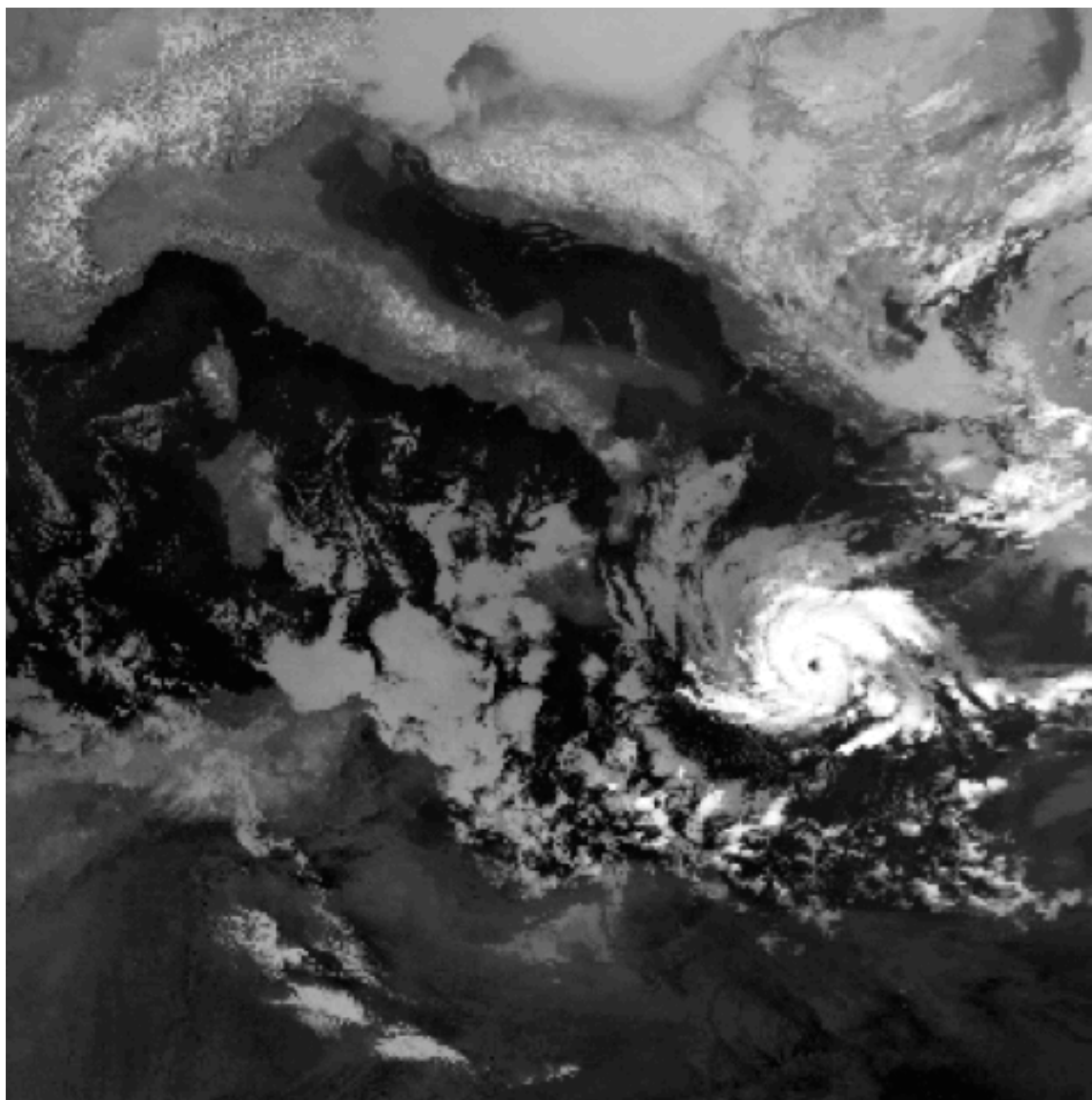


Figura 1 – TLC del 15 gennaio 1995

Lo studio dei medicane è ancora in fase di pieno sviluppo e solo da pochi anni si è giunti ad un'analisi più accurata del fenomeno.

In questo elaborato verranno analizzati alcuni aspetti fondamentali alla base della formazione di un Medicanne che al contempo, però, permetteranno di marcare le differenze più evidenti tra i sistemi mediterranei e quelli tropicali. A tal proposito, si descriveranno due casi di TLC molto diversi tra loro più un terzo caso analizzato attraverso un modello numerico.

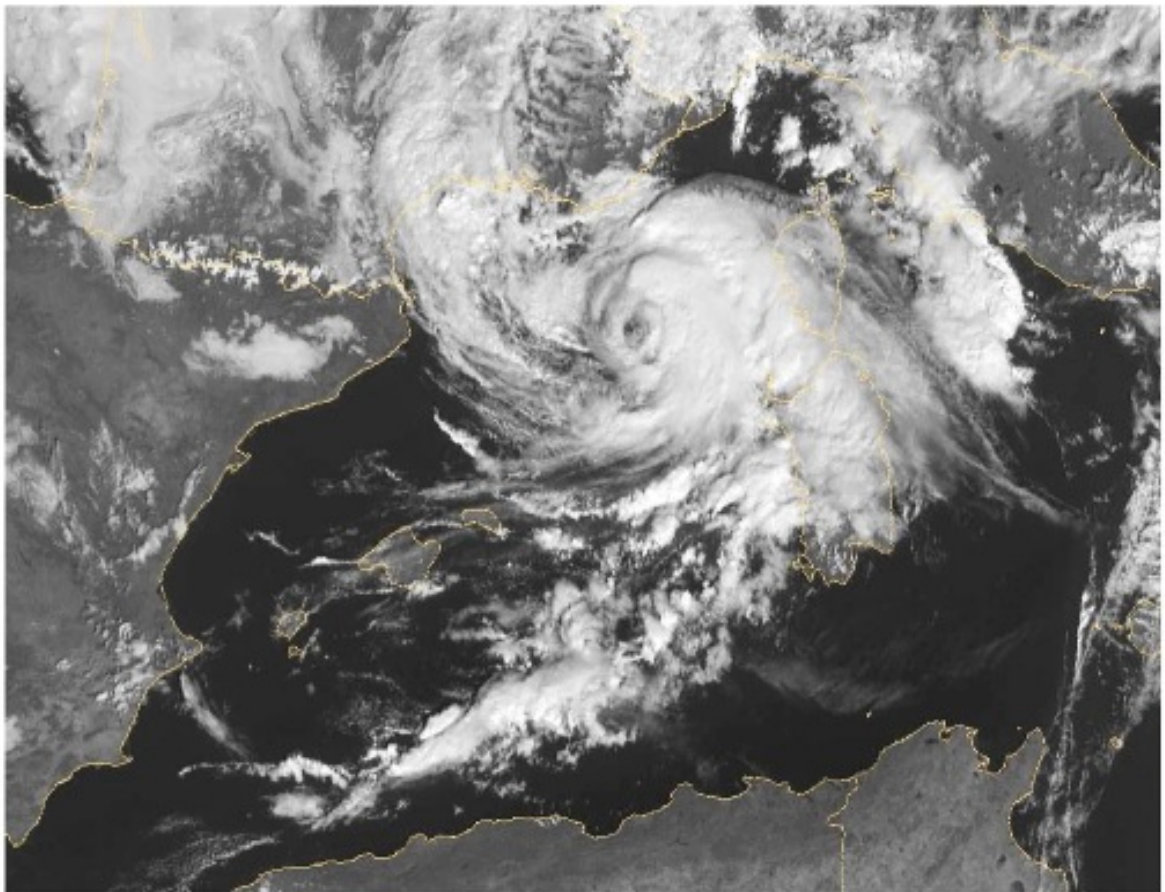


Figura 2 – 8 novembre 2011, Medicanne Rolf

2 Cenni sui cicloni tropicali

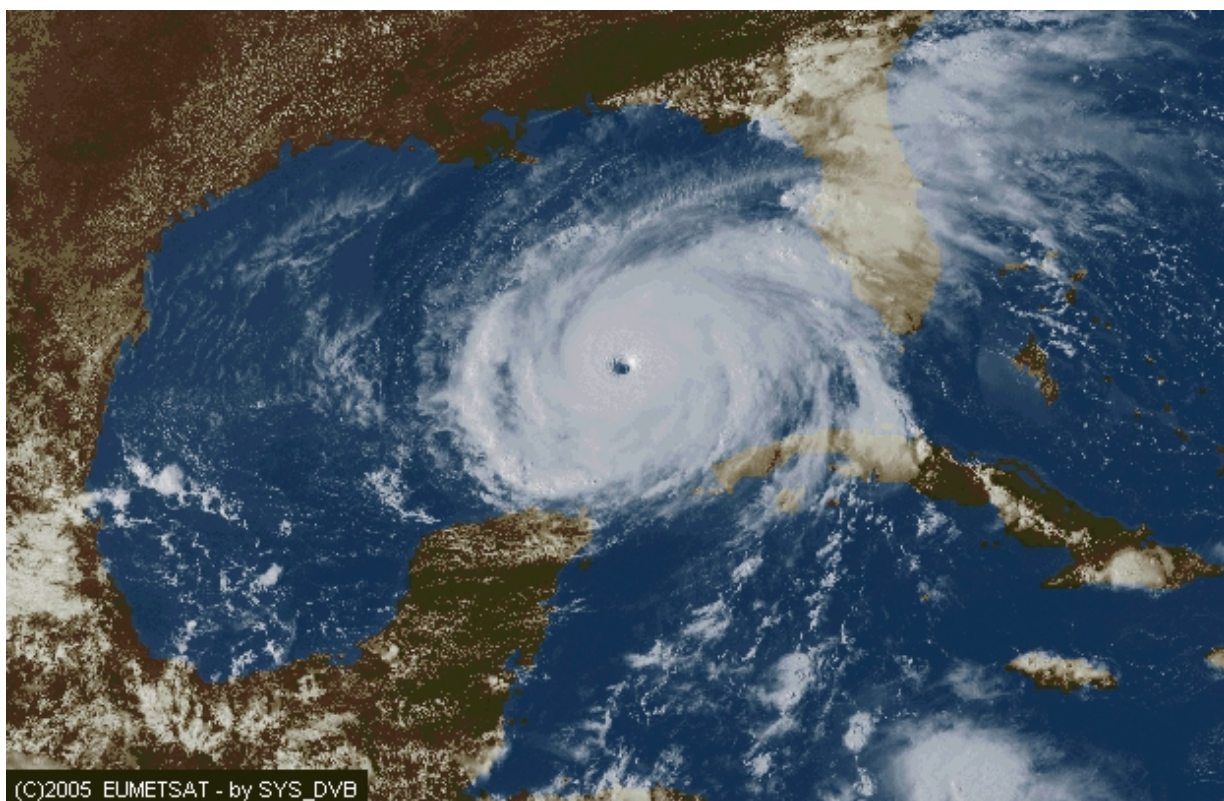


Figura 3 – Uragano Rita in ingresso nel golfo del Messico, immagine del 21/09/2005 (Fonte: www.meteomin.it)

I cicloni tropicali, chiamati anche tifoni o uragani a seconda delle zone del pianeta dove si verificano, sono tempeste particolarmente forti che si originano al di sopra di acque oceaniche comprese tra il 30° parallelo nord ed il 30° parallelo sud.

A differenza delle medie latitudini, dove i sistemi perturbati sono generati principalmente dalla convergenza di masse d'aria con diverse caratteristiche termodinamiche, gli uragani si sviluppano da un'unica massa d'aria distribuita al di sopra degli oceani tropicali, i quali forniscono loro l'energia per innescare le convezioni.

Un'altra caratteristica fondamentale è la presenza di una zona priva di nubi, chiamata "occhio", presente esattamente al centro della sistema in corrispondenza con il valore minimo di pressione atmosferica.

La presenza di un occhio centrale è provocata dalla forza centrifuga esercitata

dalle forti correnti che spirano in senso antiorario all'interno del sistema e dalle correnti discendenti al suo interno, fenomeno che porta ad una diminuzione dell'umidità per compressione e riscaldamento dell'aria.

La temperatura al centro è più calda rispetto alle zone circostanti, infatti si parla anche di cicloni a "cuore caldo".

Il forte riscaldamento dell'aria attorno al centro del ciclone è dovuto alla condensazione del vapore acqueo con conseguente rilascio di calore latente che a sua volta sostiene e alimenta il ciclone nella sua fase più intensa.

Il rilascio del calore latente è tanto più intenso quanto più è elevata l'umidità all'interno dello strato limite della tempesta.

La temperatura minima della superficie del mare necessaria alla formazione di un uragano è all'incirca di 26°C , mentre la velocità che il vento deve superare per poter parlare di uragano è di 33 m s^{-1} .

I cicloni tropicali tendono ad acquisire energia e quindi ad aumentare la loro potenza fin quando sono in mare aperto, arrivando a produrre al loro interno venti estremamente violenti a causa dei valori estremamente bassi di pressione che si registrano al loro interno.

Si parla di valori pressori anche inferiori ai 900 hPa al centro dell'occhio e di venti superiori ai 300 km/h che ruotano in senso antiorario attorno al minimo di pressione.

Quando raggiungono la terraferma cominciano a dissipare la loro energia, sia per il maggior attrito che esercita la terraferma rispetto alle acque del mare, sia perché non attingono più alla loro fonte primaria di sostentamento, ovvero l'aria caldo umida che staziona sopra gli oceani.

L'uragano Rita riportato in figura 2, rappresenta l'uragano più intenso mai registrato nel Golfo del Messico; si è stimato un minimo di pressione al suo interno di 913 hPa con venti fin quasi i 300 km/h. Il suo approdo nella costa meridionale degli Stati Uniti causò ingenti danni per oltre 11 milioni di dollari.

Nell'immagine di figura 3 vengono mostrati le traiettorie compiute dagli uragani che si originano nell'oceano Atlantico e che poi colpiscono la regione caraibica e talvolta gli Stati Uniti meridionali.

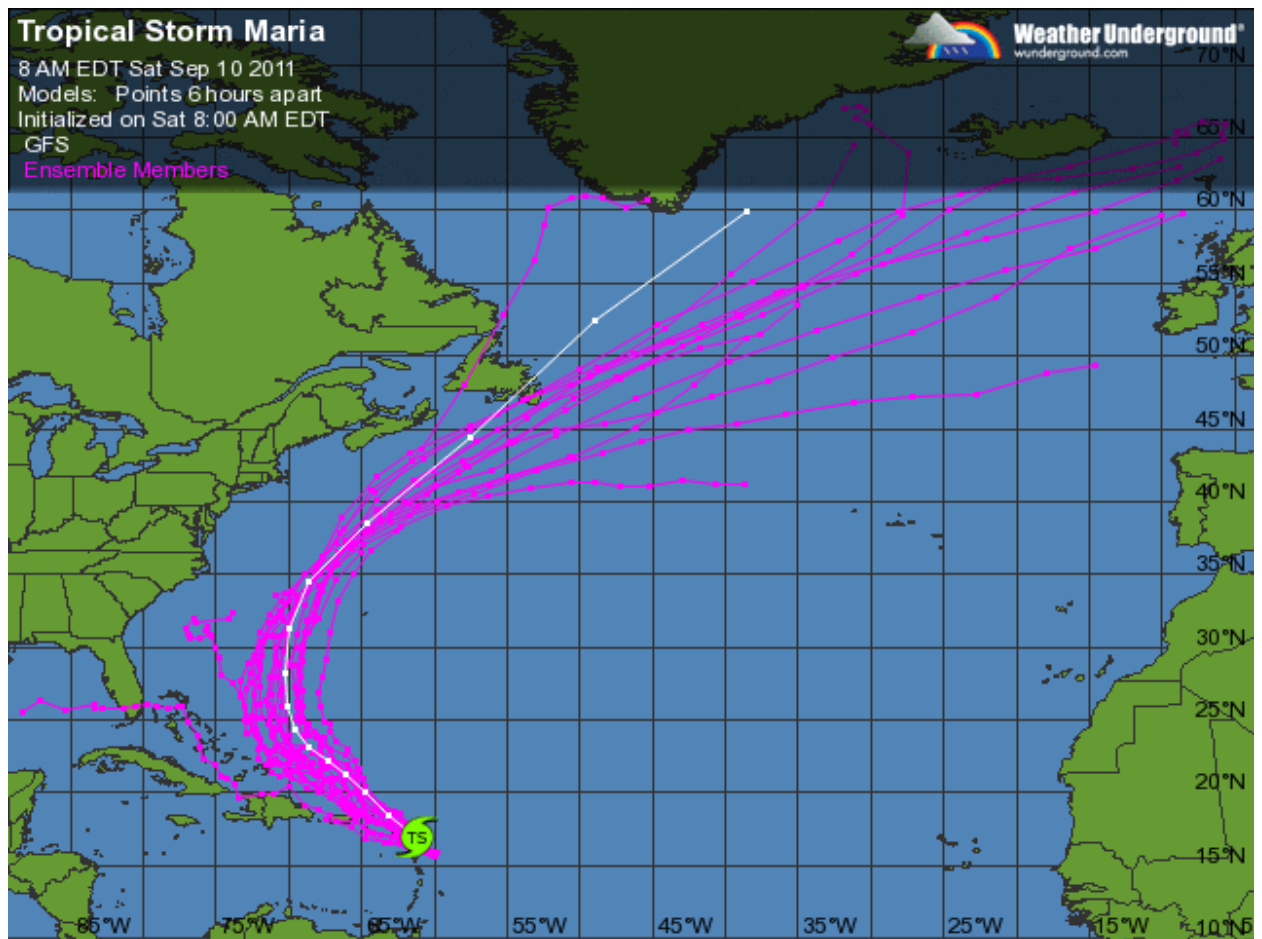


Figura 4 – (Fonte: www.meteoweb.eu)

Una volta raggiunta la latitudine di circa 30° nord la loro traiettoria cambia e tendono a virare verso nord est sospinti dalle correnti occidentali dovute alla forza di Coriolis.

Il loro passaggio in acque più fredde tende ad indebolirli notevolmente, assumendo di conseguenza le caratteristiche di depressioni extratropicali delle medie latitudini.

Non è raro, infatti, avere delle perturbazioni atlantiche in transito sull'Europa, le quali non sono altro che sistemi originatisi da uragani tropicali, ma con intensità, modalità ed estensione dei fenomeni completamente differenti, infatti si parla di sistemi frontali, i quali sono costituiti da nubi e precipitazioni che si formano a causa del contatto che avviene tra masse d'aria aventi caratteristiche termodinamiche opposte.

Dal 1969 è in vigore la scala *Saffir-Simpson*, figura 5, dai nomi di coloro che l'hanno elaborata, che va da un livello 1 ad un livello 5 in base alla potenza ed al grado di distruzione che gli uragani lasciano dietro di sé.

CATEGORIA	PRESSIONE (hPa)	VELOCITA' DEL VENTO (nodi)	ONDA DI MAREA (m)	DANNI
1	> 980	64-82	1,2-1,6	MINIMI
2	965-980	83-95	1,7-2,5	MODERATI
3	945-964	96-112	2,6-3,7	INTENSI
4	920-944	113-134	3,8-5,4	ESTREMI
5	< 920	> 134	> 5,4	CATASTROFICI

Figura 5 – La scala Saffir – Simpson (Fonte: www.nautica.it)

2.1 Tipologia di nubi coinvolte

Gli uragani sono composti, quasi interamente, da grandi nubi temporalesche, i cumulonembi, ad elevato sviluppo verticale che possono raggiungere anche quote superiori a 10-12 chilometri.

Il cumulonembo è una nube tipicamente compatta, con una base scura e piatta ed un top parzialmente ghiacciato che è esteso spesso sottovento come un'incudine.

Al centro c'è un updraft organizzato che ha già sollevato la nube fino ad uno strato stabile, che rappresenta il suo tetto di crescita verticale, normalmente la tropopausa.

La nube si viene a creare come conseguenza di una profonda instabilità potenziale e del sollevamento di aria calda e umida in un ambiente localmente favorevole.

Di solito questo accade quando s'instaurano delle specifiche condizioni che a un particolare stato fisico dell'aria come l'elevata umidità si associano delle forzanti meccaniche di sollevamento come quello dovuto all'orografia oppure allo scivolamento della massa d'aria caldo-umida su un fronte freddo.

Nel nostro caso la convezione è innescata dalla convergenza di aria eccezionalmente calda ed umida in prossimità dei tropici.

All'interno del cumulonembo è presente il nocciolo, chiamato core, che è una regione all'interno della quale si registrano intensi moti convettivi con velocità media che variano dai 10 ai 30 m/s.

Più esternamente troviamo le strutture di *inflow* e *outflow*, che sono zone in cui entra ed esce aria dall'esterno all'interno della nube e viceversa.

La maggior parte dei cumulonembi sviluppano un'*anvil* sottovento poiché i venti al top della nube sono più intensi di quelli ai livelli intermedi.

L'*anvil* si espande sia in avanti che lateralmente a causa dell'aria in continuo arrivo dal basso e che non continua la sua salita a causa dell'inversione termica presente alla tropopausa.

Le temperature del top delle nubi temporalesche si aggirano in media attorno ai -20/-40°C, per cui l'*anvil* è generalmente costituito da cristalli di ghiaccio.

Queste nubi generalmente tendono ad essere associate a brevi fenomeni temporaleschi, anche se intensi, ed una volta ristabilito l'equilibrio termodinamico il cielo torna spesso sereno.



Figura 6 – Cumulonembo in fase matura (Fonte: www.meteorologia.it)

Negli uragani invece il processo di genesi delle nubi temporalesche tende ad autoalimentarsi, per cui le nubi continuano a formarsi fino a quando la fonte di energia rappresentata dal mare caldo viene meno.

3 I MEDICANE

3.1 Il Mediterraneo come sistema chiuso

Il mar Mediterraneo è un grande specchio d'acqua, quasi completamente chiuso, che si trova nel mezzo tra la cintura delle alte pressioni subtropicali e le correnti occidentali delle medie latitudini.

Si trova quindi in una zona climatica caratterizzata dal transito di flussi d'aria con diverso carico di umidità che si combinano tra loro in una regione di spazio relativamente piccola e con un'elevata inerzia termica della superficie del mare.

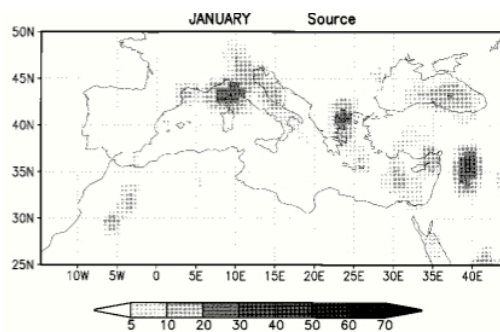
Di conseguenza il Mediterraneo rappresenta un'importante risorsa energetica per la formazione di vortici depressionari e per il rinforzo di perturbazioni dalla scala di bacino fino alla mesoscala.

Inoltre, la particolare conformazione morfologica del bacino del Mediterraneo fa sì che i flussi d'aria vengano incanalati ed accelerati, dando luogo a sistemi depressionari con un ciclo vitale molto lungo.

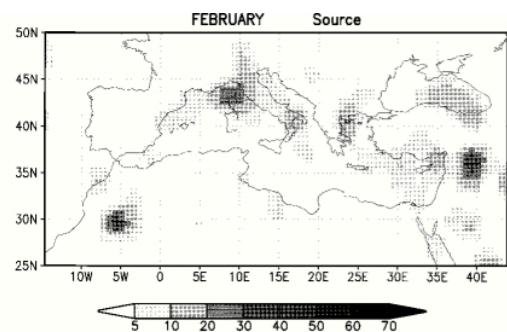
In figura 4 possiamo notare come siano state individuate delle aree di massima concentrazione delle ciclogenesi mediterranee.

Il Golfo di Genova è in assoluto il punto del Mediterraneo che vede la più numerosa formazione di cicloni nell'arco di un anno, ma anche la zona Sahariana a sud delle montagne dell'atlante è spesso teatro di ciclogenesi importanti, specialmente nel periodo primaverile, oltre che la zona intorno alla penisola Iberica.

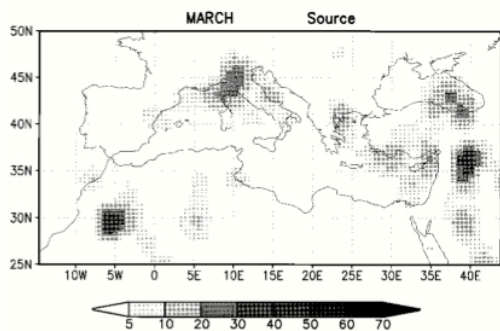
Nella parte orientale del Mediterraneo notiamo invece 4 micro zone: la zona dell'Egeo che è spesso investita da intense depressioni nel periodo invernale e primaverile, il mar Nero orientale in estate, la zona di Cipro e del medio oriente.



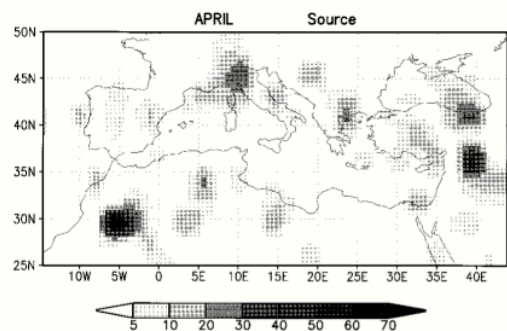
(a)



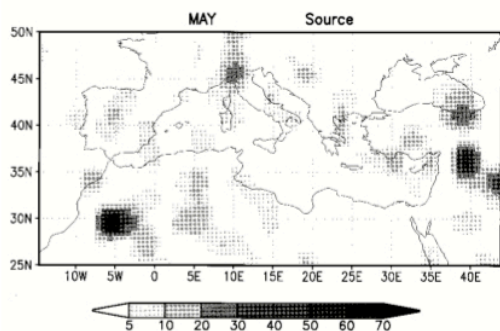
(b)



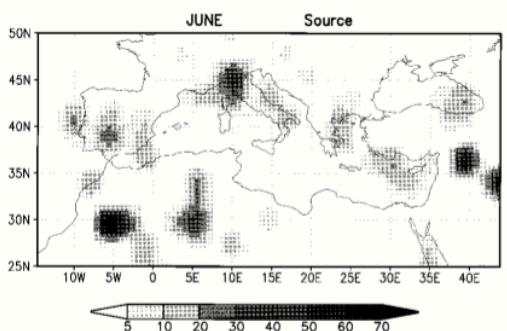
(c)



(d)



(e)



(f)

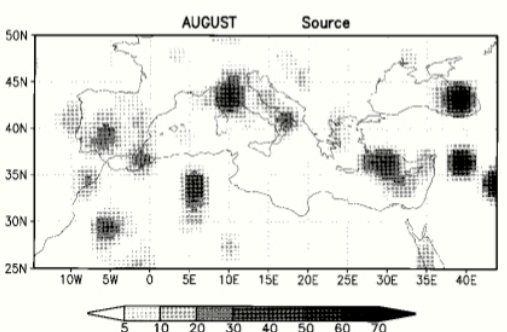
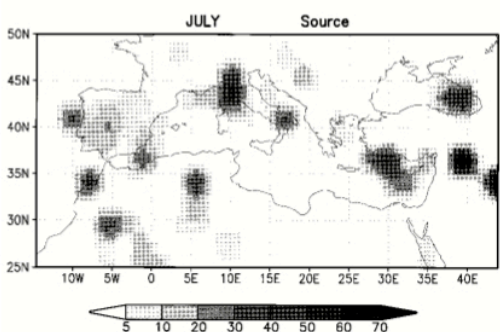


Figura 7 – Numero di ciclogenesi rilevate per ogni mese nell'arco temporale di 18 anni (fonte: Trigo et Al. Giugno 1999)

Le ciclogenesi in figura rappresentano quasi totalmente fenomeni dalle caratteristiche extratropicali, mentre i Mediane che andremo ad analizzare presentano connotati di tempeste tropicali, seppur molto più limitati nello spazio e nel tempo.

3.2 Cicloni sottovento

L'interazione di un'onda baroclina a larga scala con un ostacolo orografico come le Alpi genera un ciclone più piccolo sottovento alla catena montuosa, il quale poi procede verso sud, ingrandendo la sua scala dai 100-300 ai 500 1000 km (Buzzi e Tibaldi) ed approfondendo il suo minimo di pressione, andando di conseguenza ad intensificare la sua potenza.

Il motivo scatenante di questo processo è nella conservazione della vorticità potenziale, fenomeno che si verifica ogni volta che una colonna d'aria in rotazione incontra un ostacolo il quale tende a deformarla e a stirarla.

Le nostre Alpi sono spesso inglobate nella circolazione depressionaria nord atlantica, e quindi è per questo che il fenomeno della ciclogenesi sottovento avviene con maggior frequenza nel golfo di Genova.

Di seguito, in figura 8, si può apprezzare la formazione di una depressione nel golfo ligure, data dall'interazione di un fronte freddo con l'arco alpino.

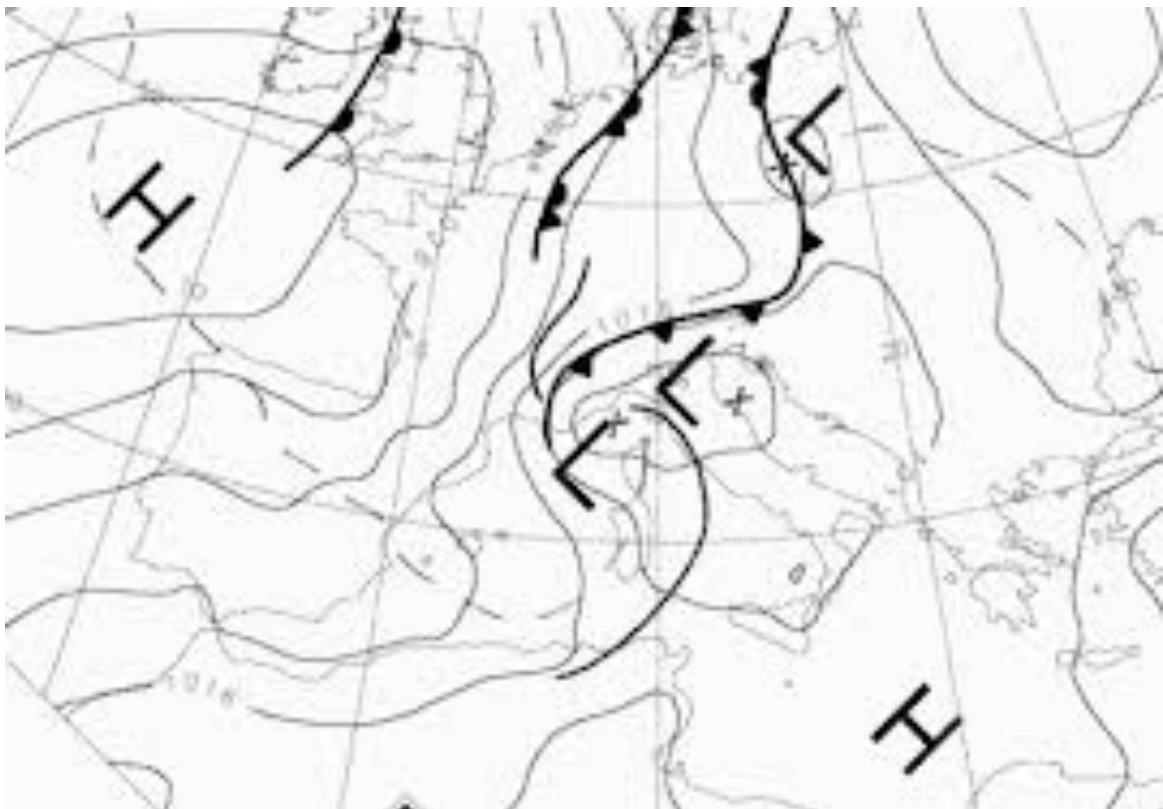


Figura 8 – Ciclone sottovento alle Alpi (Fonte: www.meteogiornale.it)

3.3 I medicane nel passato

Nel nostro passato, con tutta probabilità, abbiamo avuto a che fare con i Medicane, ma a causa dell'assenza di strumenti di indagine accurati e di larga scala, come satelliti, non si è stati in grado di caratterizzare le ciclogenesi nella loro complessità.

Abbiamo tantissime testimonianze di fenomeni atmosferici violenti come burrasche, temporali intensi, mareggiate, ma fino agli anni settanta non è stato possibile individuare, anche solo qualitativamente, queste piccole ma intense manifestazioni della natura simili ai grandi uragani tropicali.

A partire dagli anni settanta diversi studiosi hanno cominciato ad analizzare il comportamento di alcuni TLC avvenuti nel Mediterraneo, ma la prima volta che furono discussi come vortici a scala sub sinottica fu agli inizi degli anni '80. I termini "come uragani" e "tempeste tropicali mediterranee" furono usati da Billing et al. nel 1983 e da Ernst and Matson nello stesso anno. Già nel 1970 però Winstanley descrisse un episodio avvenuto nel Mediterraneo meridionale il 23 settembre del 1969.

Il ciclone si formò nelle acque a sud est dell'isola di Malta per poi muoversi verso ovest, andando a sorvolare il nord ovest della Libia e la Tunisia meridionale ed esaurendo la sua energia a nord est dell'Algeria.

Il sistema raggiunse rapidamente le caratteristiche di tempesta con venti di burrasca e piogge particolarmente violente, diffuse e prolungate.

L'aspetto più importante che ha giustificato il suo accostamento ai cicloni tropicali è stata la formazione di una zona priva di nubi, esattamente al suo interno, chiamata occhio, oltre ai venti molto forti registrati a livello del mare.

Si presuppone che la sua formazione sia dovuta alla vicinanza di una zona di bassa pressione presente a livello del suolo nel vicino deserto del Sahara e di una goccia fredda in quota.

Un altro ciclone dalle caratteristiche simili fu osservato nell'autunno del 1983, precisamente il 27 settembre 1983 tra Sicilia e Tunisia (Rasmussen and Zick, 1987; Mayengon, 1984), ma il suo comportamento fu completamente diverso, oltre che piuttosto curioso, in quanto nel suo scorrazzare al centro del Mediterraneo

occidentale, effettuò due distinti *landfall*, uno presso Cagliari in Sardegna, e l'altro a sud di Ajaccio in Corsica ed infine andò a morire vicino Tunisi al mattino del 2 ottobre.

Il ciclone si formò in mare aperto tra Sicilia e Tunisia e cominciò a muoversi verso nord ovest in direzione della Sardegna dove toccò terra, indebolendosi, nei pressi di Cagliari.

Contrariamente a quello che verrebbe da pensare, il ciclone dopo qualche ora riprese forza poco ad ovest della Sardegna e riprese il suo percorso verso nord andando a lambire la Corsica occidentale nei pressi di Ajaccio.

Anche in questo secondo caso, dopo un iniziale indebolimento, il TLC riprese vigore in mare aperto e proseguì la sua corsa stavolta in direzione sud, raggiungendo le coste tunisine.

In questo secondo caso si presuppone che la forte convezione a causa della temperatura notevolmente calda del mare abbia giocato un ruolo fondamentale nella formazione del ciclone, e che l'instabilità baroclina sia stato un fattore più trascurabile.

Un altro fattore molto importante fu che la zona di massima convergenza dei venti a livello del mare, corrispondeva grossomodo alla zona di massima divergenza in quota, conferendo alla struttura del vortice un asse verticale.

Il diametro del TLC fu intorno ai 2-300 km.

Nel terzo caso in realtà si parla di 2 distinti TLC, ma che si sono formati uno di seguito all'altro e che hanno causato diversi danni nelle estreme regioni meridionali dell'Italia.

3.3.1 Il ciclone 9610A

Il ciclone (Malguzzi et al., 1997) si è formato sempre tra Sicilia e Tunisia il 4 ottobre ed ha interessato la Sicilia e la Calabria due giorni più tardi portando nubifragi e raffiche di vento ben oltre i 30 m/s sulle coste calabresi.

Nella giornata del 2 ottobre le carte di pressione a livello del mare e di altezza di geopotenziale a 500 hPa evidenziavano un'onda baroclina che dall'Atlantico si muoveva in direzione delle Alpi con conseguente formazione di un minimo di pressione sottovento alla catena alpina.

Il giorno successivo vediamo che il ciclone comincia già apparentemente a dissipare e possiamo già notare che l'altezza di geopotenziale a nord delle Alpi è in aumento, sinonimo di evoluzione veloce.

Dalla figura 8 si può notare l'evoluzione del 2 e 3 ottobre del ciclone sottovento alle Alpi, mentre in figura 9 si può apprezzare la formazione del Mediane tra Sicilia e Tunisia.

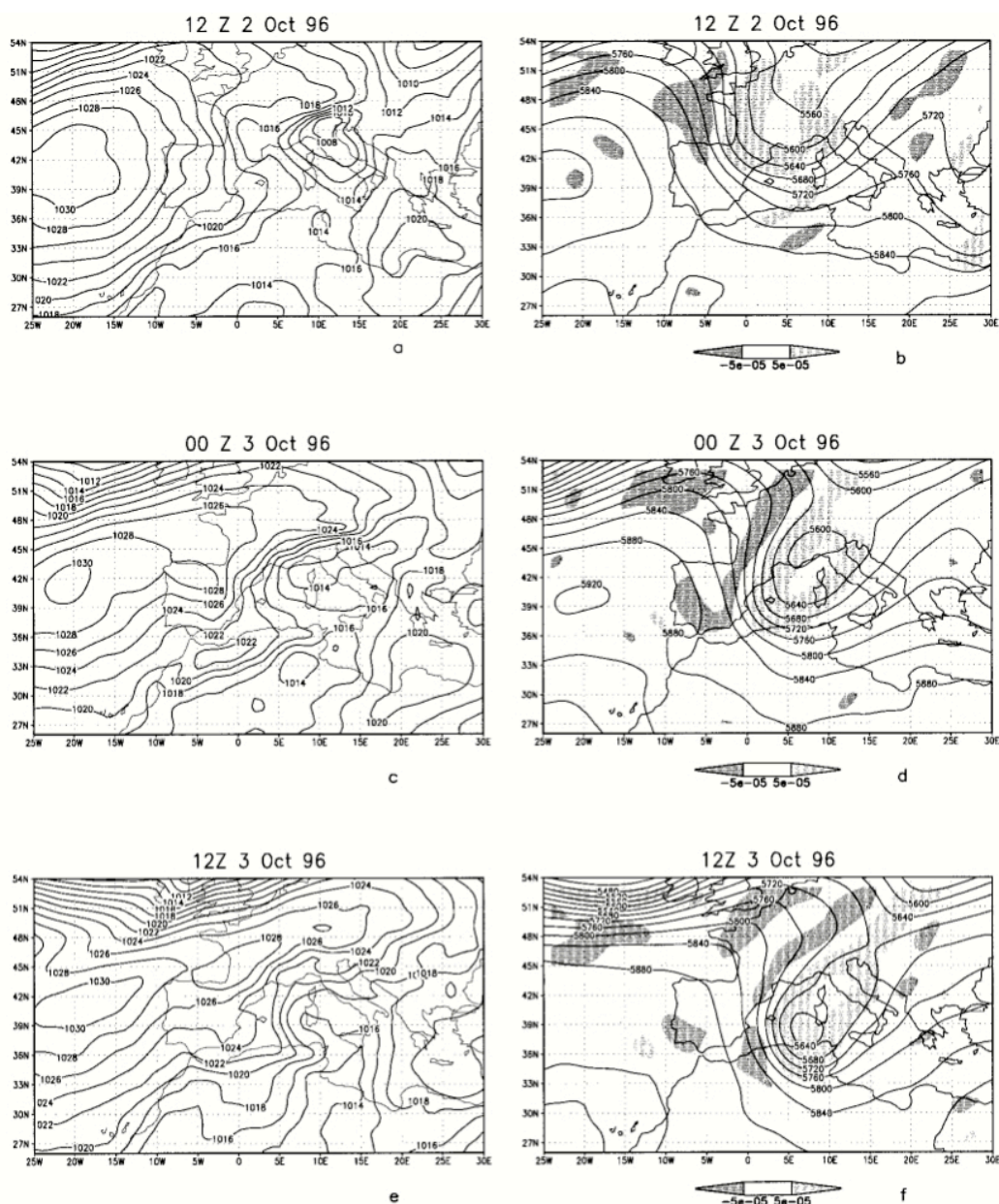


Figura 9 – Carte isobariche relative alla formazione del ciclone sottovento alle Alpi durante il 2 e 3 ottobre 1996 (Fonte: Reale & Atlas Febbraio 2001)

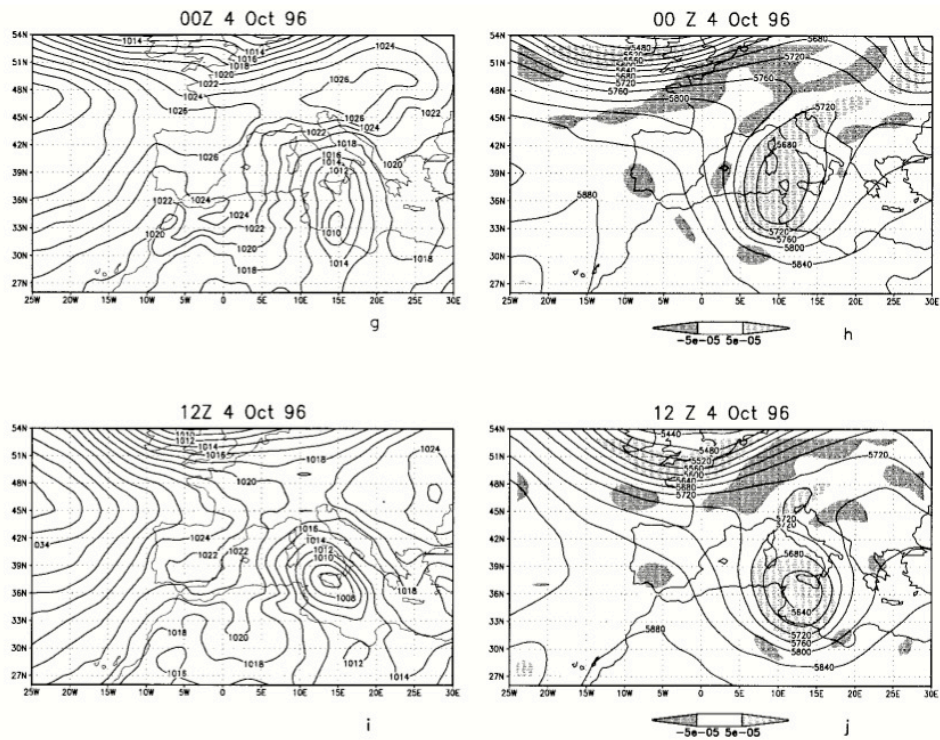


Figura 10 – Vedi figura 9

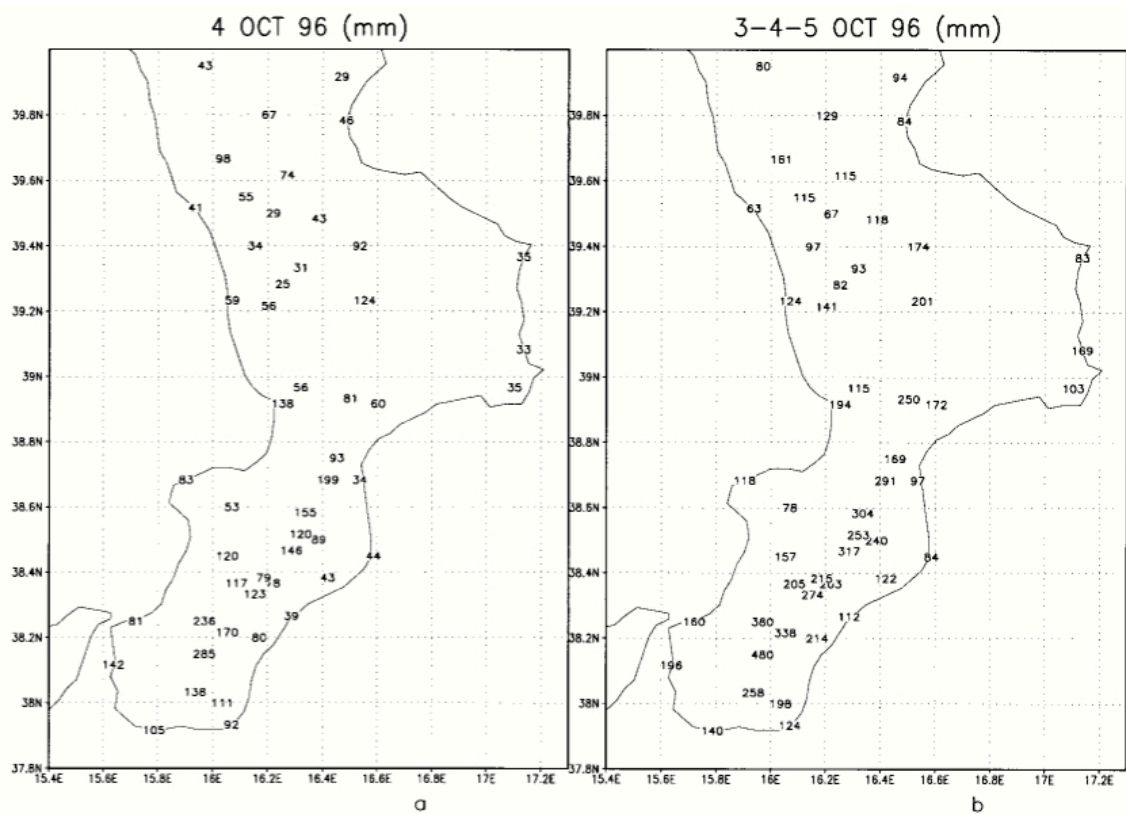


Figura 11 – Precipitazioni accumulate in Calabria durante il passaggio del ciclone 9610A, da parte dell'istituto idrografico e mareografico di Catanzaro (Fonte Reale & Atlas Febbraio 2001)

Anche il satellite polare del NOAA individua tra Sicilia e Tunisia la traccia di un vortice mesociclonico con una struttura nuvolosa spiraliforme, figura 10.

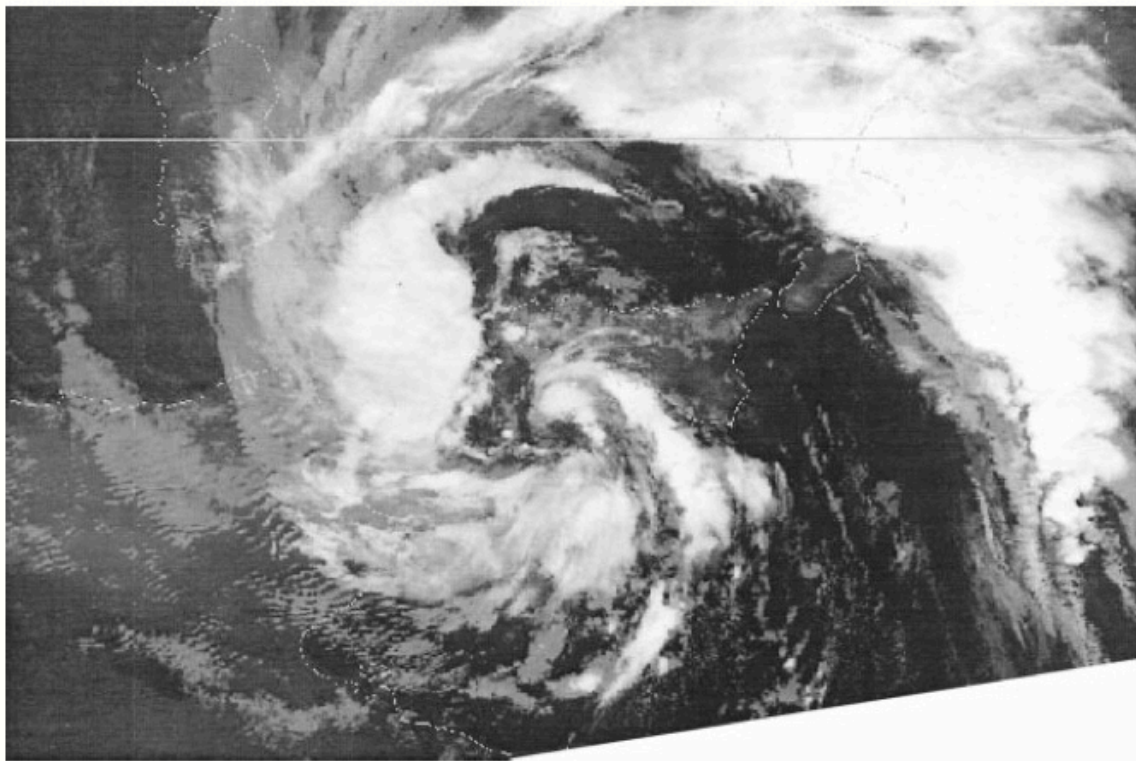


Figura 12 – Immagine nell'infrarosso delle 17:26 UTC del 4 ottobre 1996 (Fonte Reale & Atlas Febbraio 2001)

3.3.2 Il Ciclone 9610B

Appena 2 giorni più tardi un secondo TLC (Reale & Atlas, 1998) nacque ad ovest della Sardegna ed effettuò il landfall in Calabria il 9 ottobre.

Anche in questo caso si è potuto apprezzare l'indebolimento del ciclone nel suo attraversamento della Sardegna ed il suo successivo rinvigorimento una volta che ha potuto nuovamente contare sulle calde acque del Tirreno per il suo rifornimento di energia.

Alle 00:00 UTC del 7 Ottobre 1996 il piccolo ciclone era ubicato ad ovest della Sardegna. Nelle ore successive abbiamo una diminuzione di pressione al centro del ciclone che possiamo notare dalle isobare che tendono a restringere i loro cerchi attorno al minimo di pressione.

Purtroppo non abbiamo dati nella zona di mare compresa tra la Sardegna e le isole Baleari, per cui non possiamo sapere l'esatto valore della pressione al centro di questa tempesta.

Il ciclone in superficie è perfettamente allineato con il minimo di geopotenziale in quota, come possiamo vedere dalla figura 12.

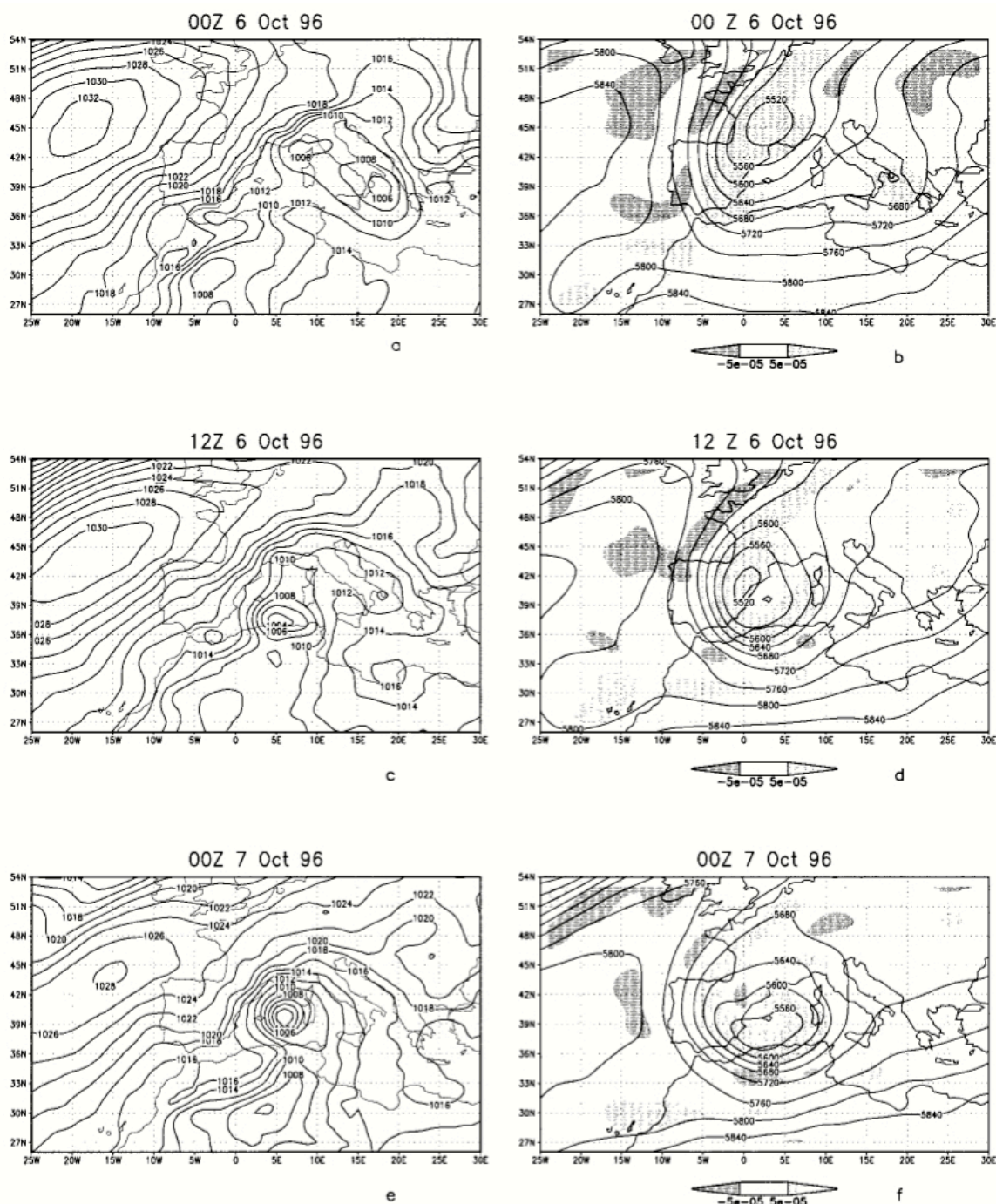


Figura 13 – Evoluzione che ha portato alla formazione del ciclone (Fonte: Reale & Atlas Febbraio 2001)

Successivamente il ciclone cominciò a muoversi verso est e, dopo l'indebolimento causato dal passaggio sulla Sardegna, vediamo che prende nuovamente vigore una volta approdato nel tirreno centrale ad est dell'isola sarda.

Il giorno 8 ottobre, infatti, il sistema riprese la struttura a spirale, con un nuovo occhio, stavolta più evidente rispetto al primo ed un diametro totale ridotto a 10-30 km.

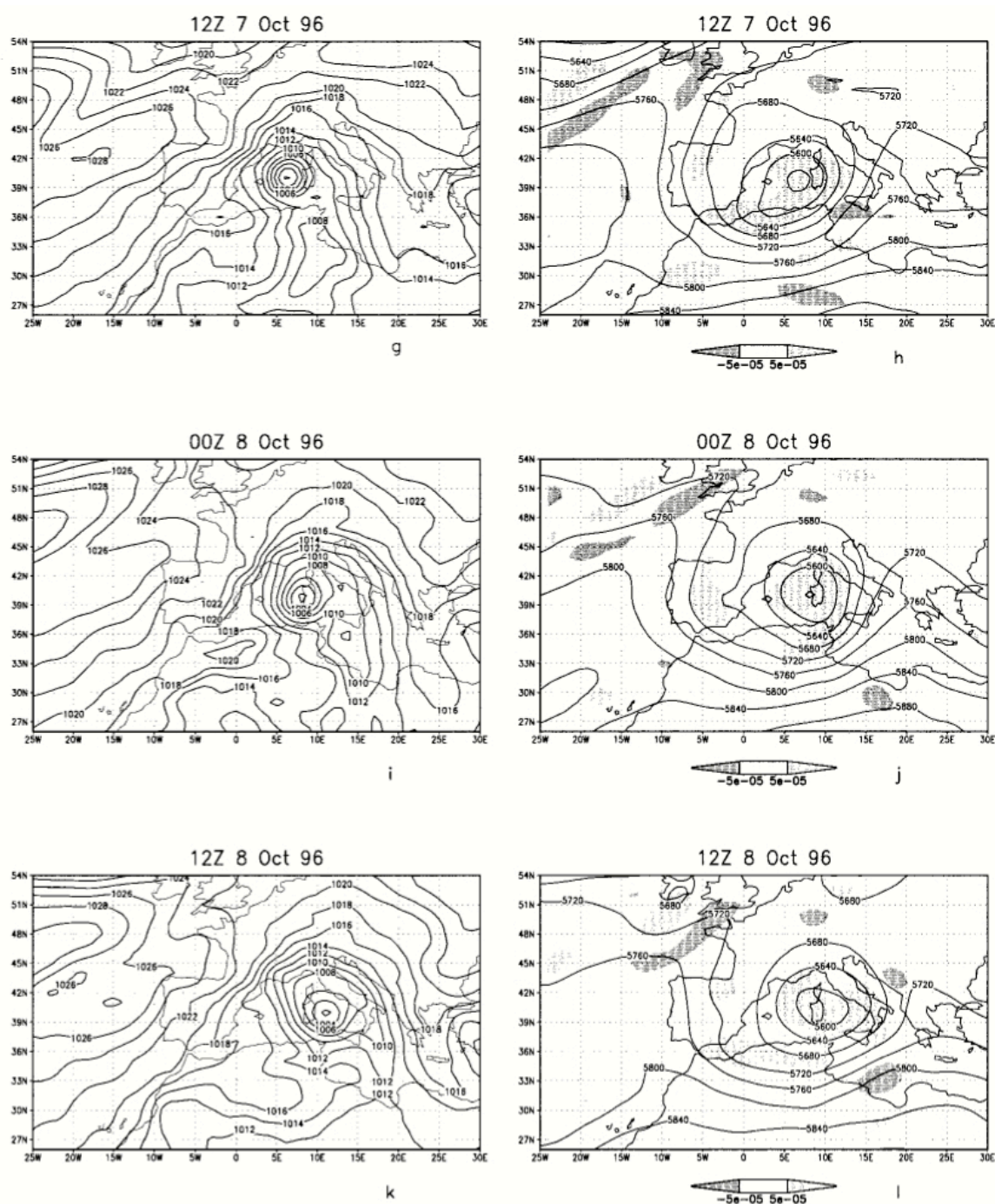


Figura 14 – Evoluzione del ciclone nel giorno 8 ottobre 1996 (Fonte: Reale & Atlas Febbraio 2001)

Le osservazioni satellitari confermano la velocità di spostamento verso est da parte del vortice ed il suo piazzamento ad est della Sardegna, come possiamo vedere dalle seguenti figure 14 e 15.

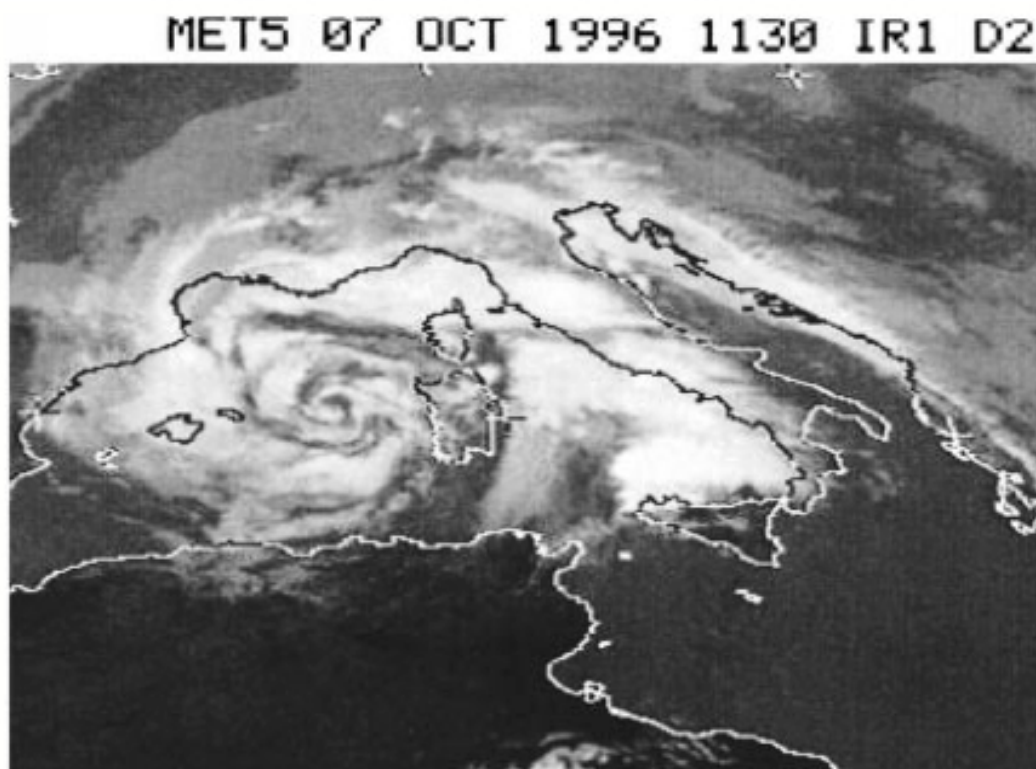


Figura 15 – Immagine satellitare, Si nota il ciclone a ovest della Sardegna

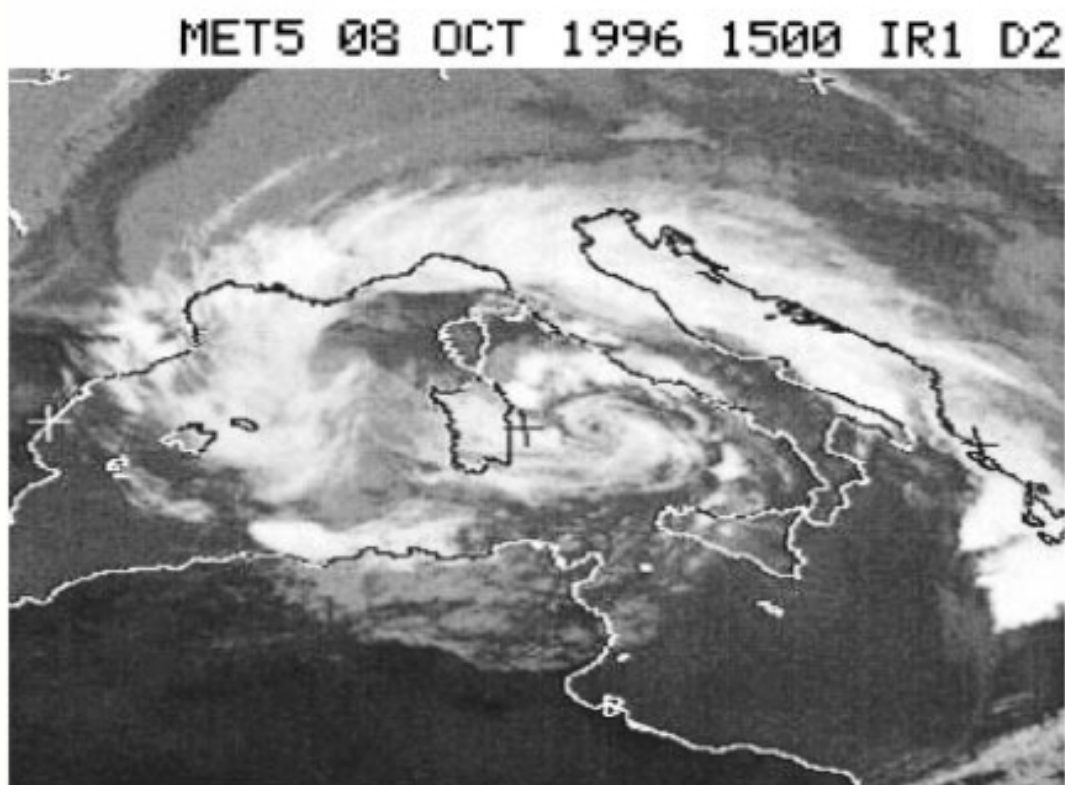


Figura 16 – Immagine satellitare, si nota il vortice ad est della Sardegna

Sebbene non si abbiano misure al suolo, esattamente corrispondenti alla base del medicane, una nave posizionata approssimativamente 100 km ad est dell'occhio del ciclone, ha registrato un valore della velocità del vento in superficie di 25 m s^{-1} .

Il 9 ottobre il ciclone si intensificò e divenne ancora più piccolo, ma quest'ultimo processo non fu registrato dalle analisi modellistiche.

Nel suo tragitto verso la Calabria ha lasciato una lunga scia di danni causati dal vento forte nelle isole Eolie, mentre in Calabria furono registrate precipitazioni minori rispetto all'episodio di qualche giorno prima, con accumuli inferiori ai 100 mm.

Nell'isola di Ustica fu registrato vento da ovest a $22,5 \text{ m s}^{-1}$, mentre nelle isole eolie ci furono i danni maggiori con case scoperchiate ed alberi abbattuti.

Si presuppone che, nel momento di massima intensità del ciclone nei pressi delle isole Eolie, il vento abbia raggiunto la velocità di 32 m s^{-1} .

Anche in questo caso, a parte i danni visivi, non abbiamo purtroppo dati di anemometri, barometri o termometri lungo il tragitto del ciclone in mare.

Il 10 Ottobre la tempesta cominciò il processo di dissipazione.

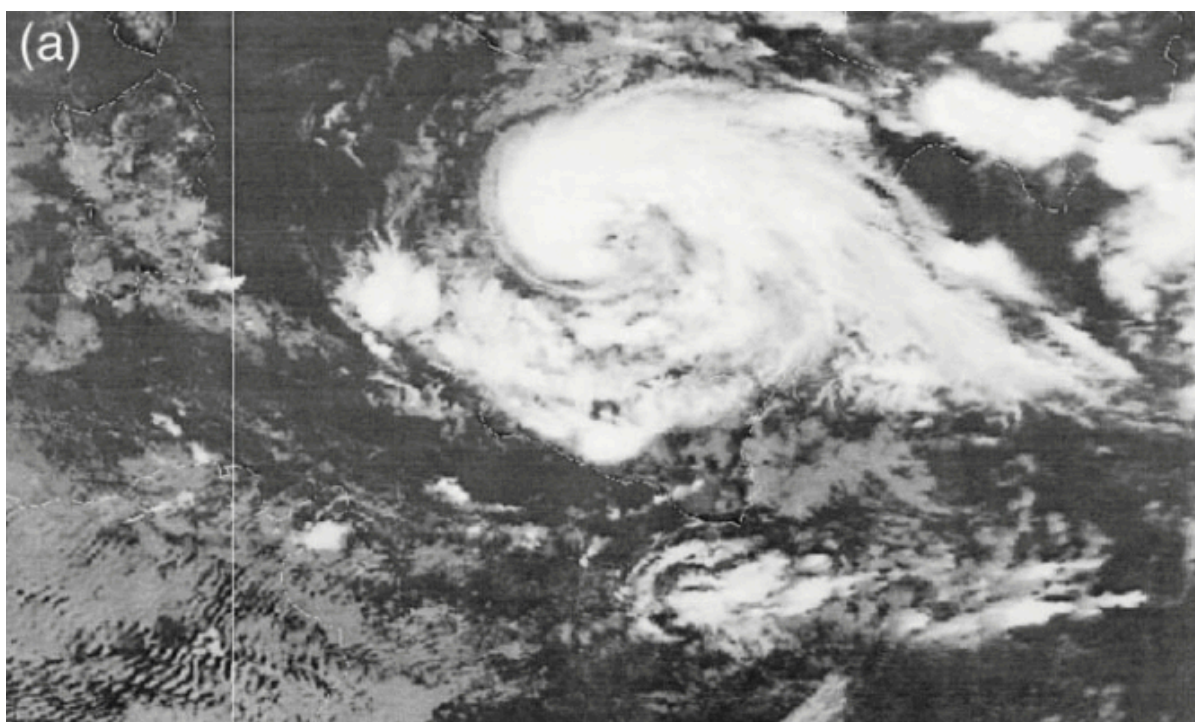


Figura 17 – Immagine satellitare, il ciclone nel mar Tirreno

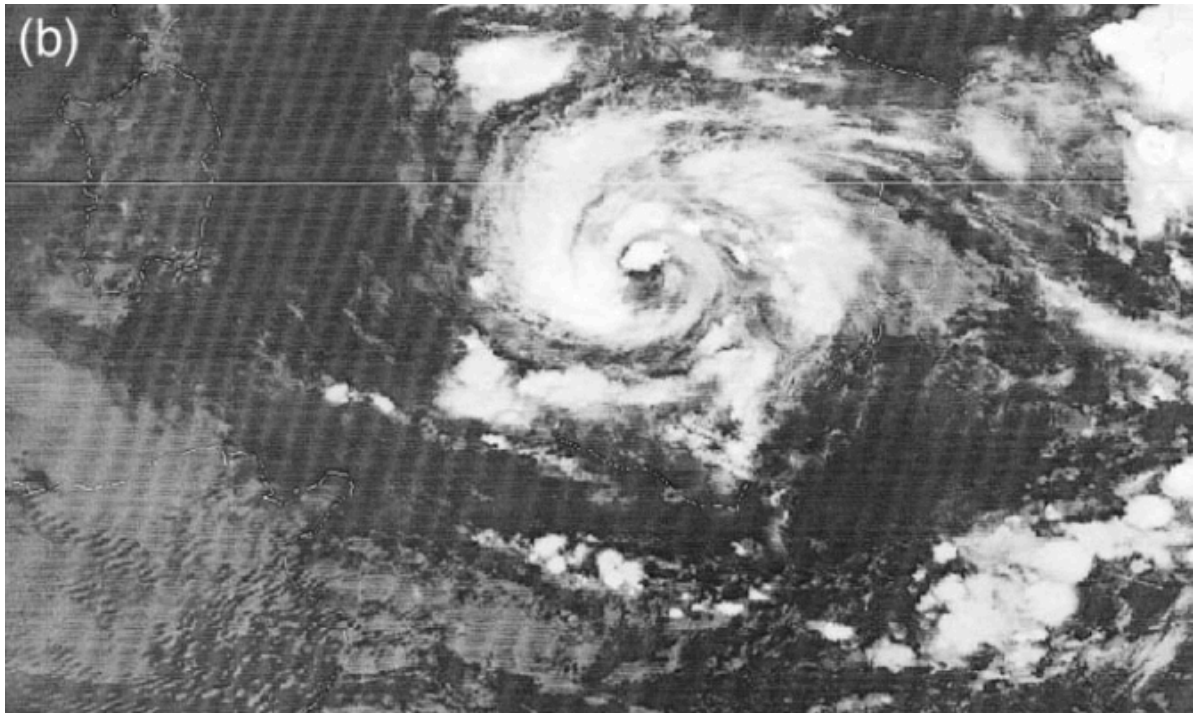


Figura 18 – Immagine satellitare, il ciclone sta per abbordare le isole eolie e la Calabria

In conclusione entrambi i sistemi mostrarono delle caratteristiche proprie dei cicloni tropicali, come la struttura spiraliforme delle nubi, la convezione profonda, i fortissimi venti in superficie e le piogge molto intense.

In entrambi i cicloni la convezione ha giocato ancora una volta un ruolo fondamentale nella loro evoluzione e mantenimento.

Ciò che distinse il secondo episodio dal primo fu la presenza dell'occhio e di un cuore caldo al centro della tempesta, per cui sicuramente questo secondo caso è più somigliante ad un ciclone tropicale rispetto al primo.

3.4 Cause principali

La causa principale dell'intensificazione dei TLC si suppone essere data dal rilascio di calore latente come risultato della condensazione del vapore acqueo all'interno delle nubi a sviluppo verticale presenti nei cicloni.

Una teoria di Charney ed Eliassen (1949) ha dimostrato che il calore latente rilasciato all'interno del cuore caldo del vortice è proporzionale alla

convergenza di umidità nello strato limite del sistema, ovvero nei primi 1500 metri a partire dal livello del mare.

Questo vuol dire che man mano che il ciclone si intensifica ed aumentano i venti in rotazione al suo interno, aumenterà anche la convergenza di masse d'aria caldo-umida al suo interno, e quindi aumenterà notevolmente anche il calore latente rilasciato.

In questo modo viene offerto al sistema un modo per autoalimentarsi e crescere fino allo stadio maturo di ciclone Mediterraneo di tipo tropicale.

A differenza però dei cicloni tropicali, i Medicane nascono all'interno di configurazioni di bassa pressione a scala sinottica, con conseguenti forti flussi di calore latente e sensibile, mentre l'instabilità baroclina, come abbiamo visto prima, può non essere determinante.

3.5 La fase embrionale

Abbiamo finora parlato degli uragani e dei TLC nella loro fase matura, ovvero quando hanno già assunto la classica struttura a spirale con l'occhio ben evidente al centro ed i venti nel massimo della loro forza, quindi al massimo della loro potenza.

Negli ultimi anni, grazie all'avvento di nuove metodologie di indagine, è stato possibile osservare ancora meglio queste strutture, analizzando ad esempio la distribuzione spazio-temporale dell'attività elettrica durante tutto il ciclo di vita dei cicloni, riuscendo a quantificare i fulmini che cadono in un dato luogo durante un intervallo di tempo (figura 17) e comparando questi dati con i valori stimati della pressione e del vento a livello del mare (figura 18).

In questo paragrafo analizzeremo l'attività elettrica durante il TLC che ha avuto luogo tra Sardegna e Spagna dal 6 al 9 novembre 2011 attraverso il *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN, <http://wwlln.net>).

Possiamo subito notare che le fasi iniziali della nascita del ciclone sono caratterizzate da un'alta frequenza di fulmini, mentre quando il ciclone comincia ad acquisire caratteristiche tropicali (occhio e struttura a spirale) assistiamo ad un drastico calo dell'attività elettrica, oltre che ad un approfondimento del ciclone.

Nelle immagini satellitari nel canale dell'infrarosso (figura 18) possiamo notare che nella fase embrionale del sistema, la maggior parte dei temporali si trova

attorno al centro del ciclone, mentre nella fase matura l'attività elettrica non è presente nelle vicinanze dell'occhio, ma la ritroviamo nelle bande più esterne di nubi, e quindi decentrata rispetto al ciclone.

Nei due grafici successivi (figura 19) dalla prima immagine si può notare come il picco dell'attività elettrica coincida con la fase embrionale del ciclone, mentre una volta che la pressione comincia a salire, quindi nel momento di massima intensità del vortice, i fulmini siano praticamente assenti.

Nel secondo grafico è interessante apprezzare come il picco della velocità del vento, conseguente al valore di pressione più basso, corrisponda al minimo di attività elettrica.

In conclusione la maggior quantità di fulmini è stata quindi registrata 48 ore prima del picco di vento massimo, oltre i 160 km/h, quando la maggior parte delle nubi era di tipo convettivo, mentre durante lo stadio maturo la convezione ha subito un drastico calo.

Questi risultati sono in completo accordo con lo studio condotto da Price et Al. nel 2009, il quale, dopo aver analizzato 56 uragani, dimostrò che in gran parte dei casi la massima frequenza dell'attività elettrica anticipa l'approfondimento del ciclone.

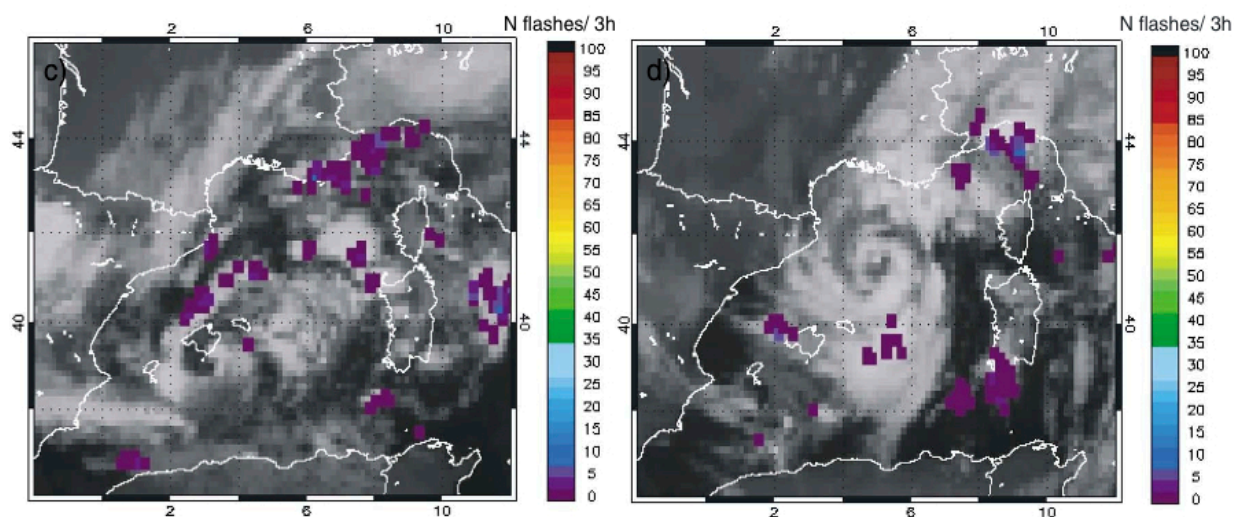


Figura 18 – Nell'immagine di destra il ciclone allo stadio iniziale, 6 novembre 2011, nell'immagine di destra la fase matura, 8 novembre 2011. In viola la frequenza dell'attività elettrica nell'arco di 3 ore.

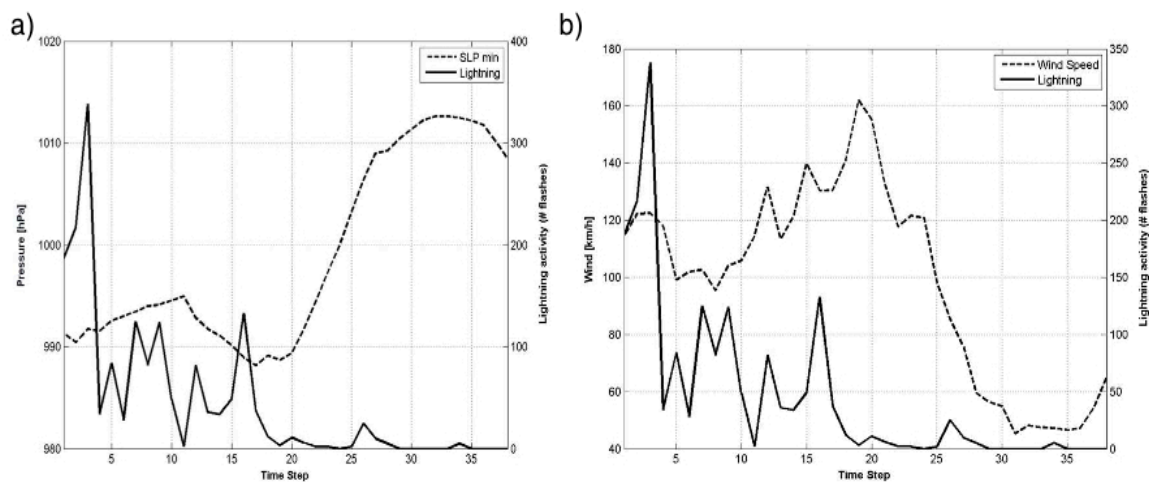


Figura 19 – Nel grafico di sinistra la linea tratteggiata rappresenta l'andamento nel tempo della pressione a libello del mare, mentre la linea continua mostra l'attività elettrica. Nel grafico di destra vediamo sempre la linea continua rappresentare l'attività elettrica, mentre con quella tratteggiata vediamo l'andamento della velocità del vento. (Fonte: Miglietta et Al. Maggio 2013)

4 Il TLC del gennaio 1995

Il Medicane che ha avuto luogo tra Grecia e Sicilia nel gennaio 1995 è stato il primo episodio ad essere stato analizzato in maniera sufficientemente esauriente.

Nel suo percorso in mare aperto ben due navi hanno incontrato la sua rotta e per questo hanno potuto registrare alcuni dati, come la velocità del vento, molto importanti ai fini della classificazione del fenomeno.

Inoltre questo TLC è stato analizzato anche da un punto di vista numerico da parte di alcuni modelli fisico-matematici, primo tra tutti il modello Met Office Unified Model sviluppato presso il Meteorological Office nel Regno Unito.

4.1 La traccia del ciclone

Le prime immagini che rilevano il TLC sono del satellite Meteosat, nel canale dell'infrarosso, alle ore 3:30 UTC del 15 gennaio 1995.

Il piccolo ciclone rimase nella stessa posizione per tutta la giornata del 15, leggermente spostato verso la Grecia.

Nella giornata successiva, 16 gennaio 1995, cominciò a muoversi verso la Libia, per la precisione verso il Golfo di Sidra.

Alla fine della giornata, quando si trovava al centro del Golfo, mentre la sua velocità di spostamento si era drasticamente ridotta, furono avvistati dal nord della Libia frequenti rovesci e temporali in mare.

Queste affermazioni furono giustificate anche dalle immagini satellitari, le quali evidenziavano la grande convezione ancora presente nelle vicinanze dell'occhio, con la una temperatura del top delle nubi che si aggirava intorno ai -50°C , sinonimo di convezione profonda.

Alle 12 UTC della stessa giornata una nave che si trovava 50 km a nord est rispetto al centro del ciclone registrò raffiche di vento fino a 50 nodi da est-sud est.

Il landfall dell'occhio avvenne alle 18 UTC del giorno 17, ma già dalla mattina la pressione al centro era aumentata e le nubi che produceva il vortice erano quasi esclusivamente di tipo medio-basso, il che significava una drastica diminuzione dell'attività convettiva, segno di senescenza del sistema.

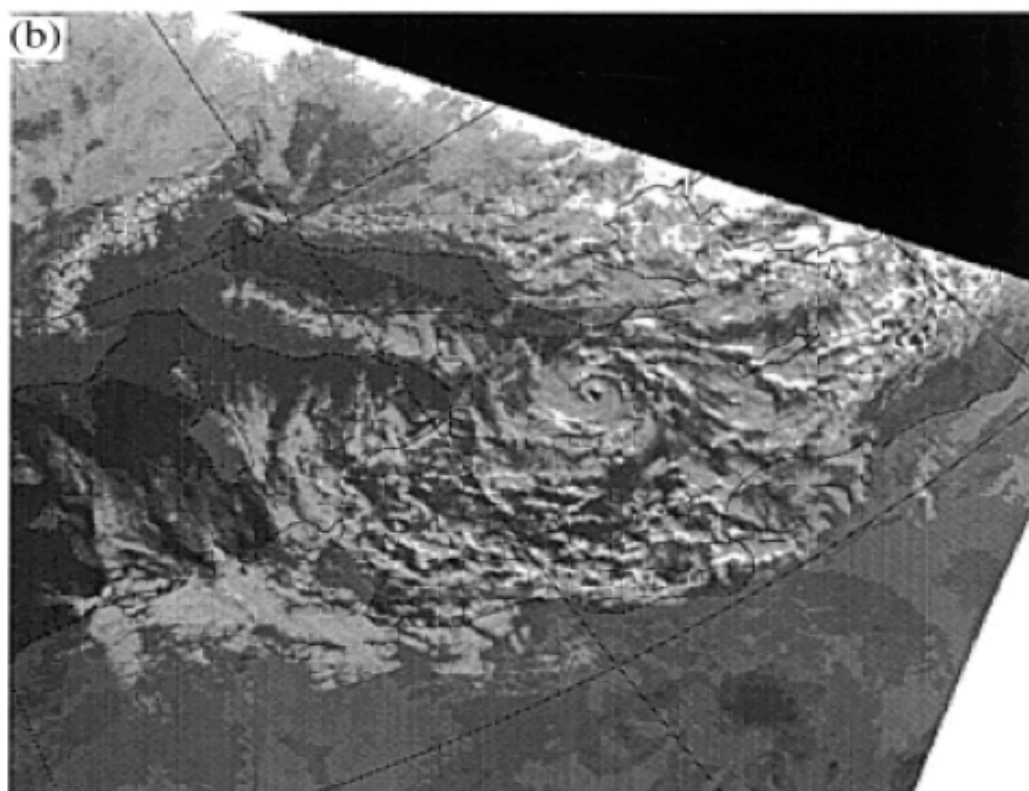
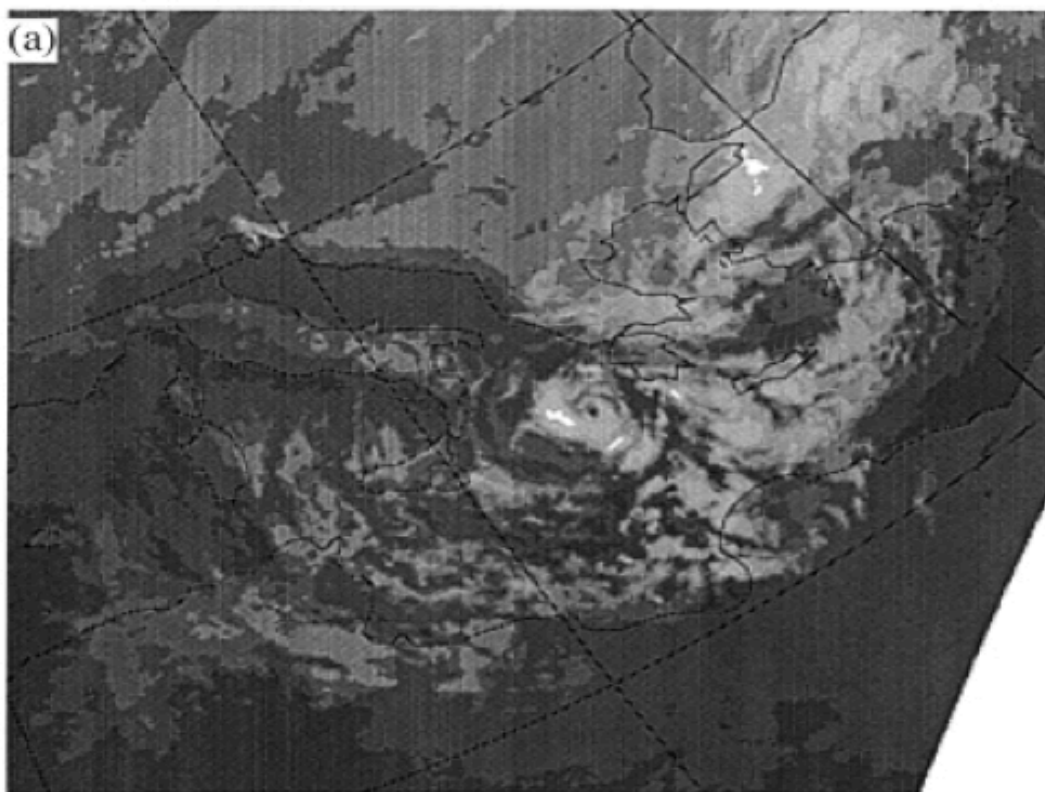


Figura 20 – Immagine nell'infrarosso (a) e nel visibile (b) del sensore AVHRR a bordo del satellite NOAA-14 alle 15 UTC del 15 gennaio 1995

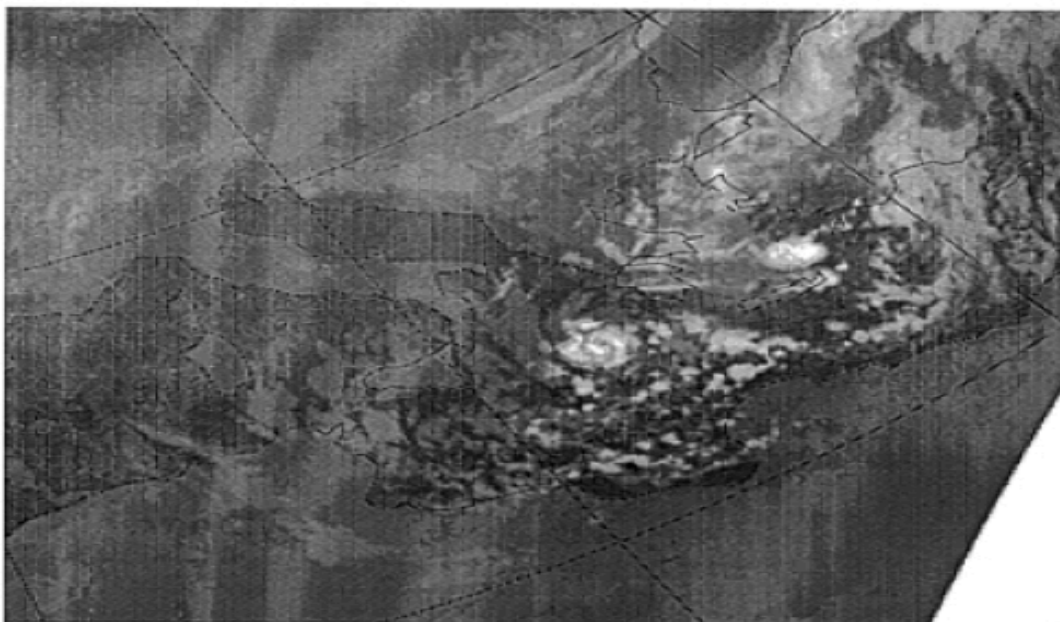


Figura 21 – Il ciclone alle 00 UTC del 16 gennaio 1995, si nota il suo spostamento verso sud

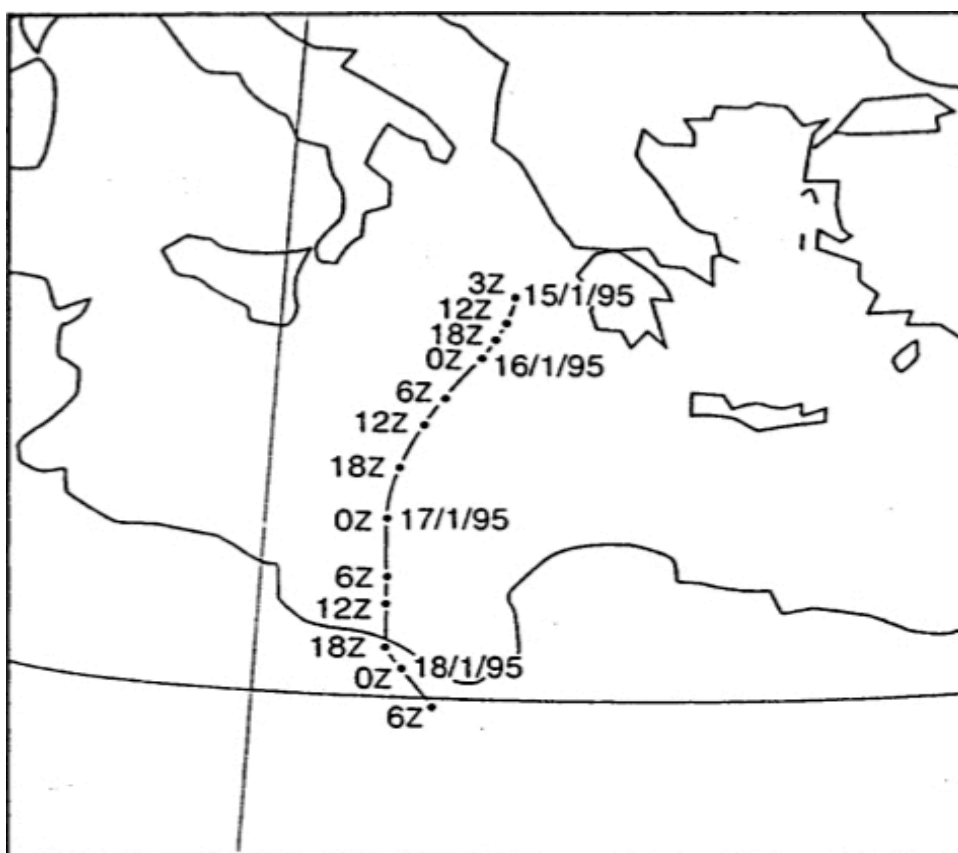


Figura 22 – Il tragitto complessivo compiuto dal TLC fino al landfall nel golfo di Sidra. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

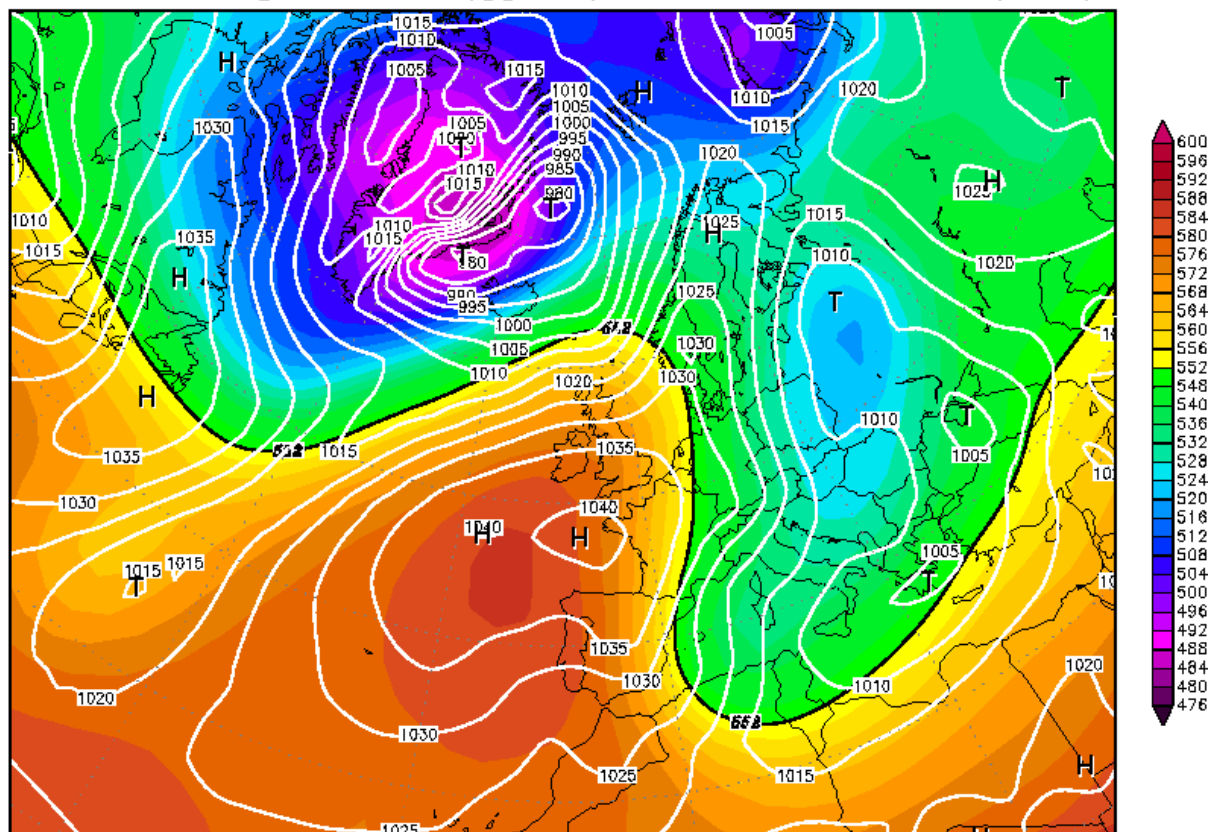
4.2 La situazione a scala sinottica

La situazione a scala sinottica in Europa in quei giorni era governata da una diffusa struttura anticiclonica ad ovest, con interessamento della penisola iberica, Francia, Regno Unito in ulteriore espansione verso nord est.

Sul fianco orientale di questa figura alto pressoria agiva un flusso di correnti settentrionali molto fredde di estrazione artica, le quali irrompevano nel centro del Mediterraneo, dando vita ad un intenso vortice di bassa pressione.

Il vortice di bassa pressione formatosi il 13 gennaio tra Libia ed Italia, nei giorni seguenti si è spostato verso nord est attorno alla Grecia occidentale.

13JAN1995 00Z
500 hPa Geopotential (gpdm) und Bodendruck (hPa)

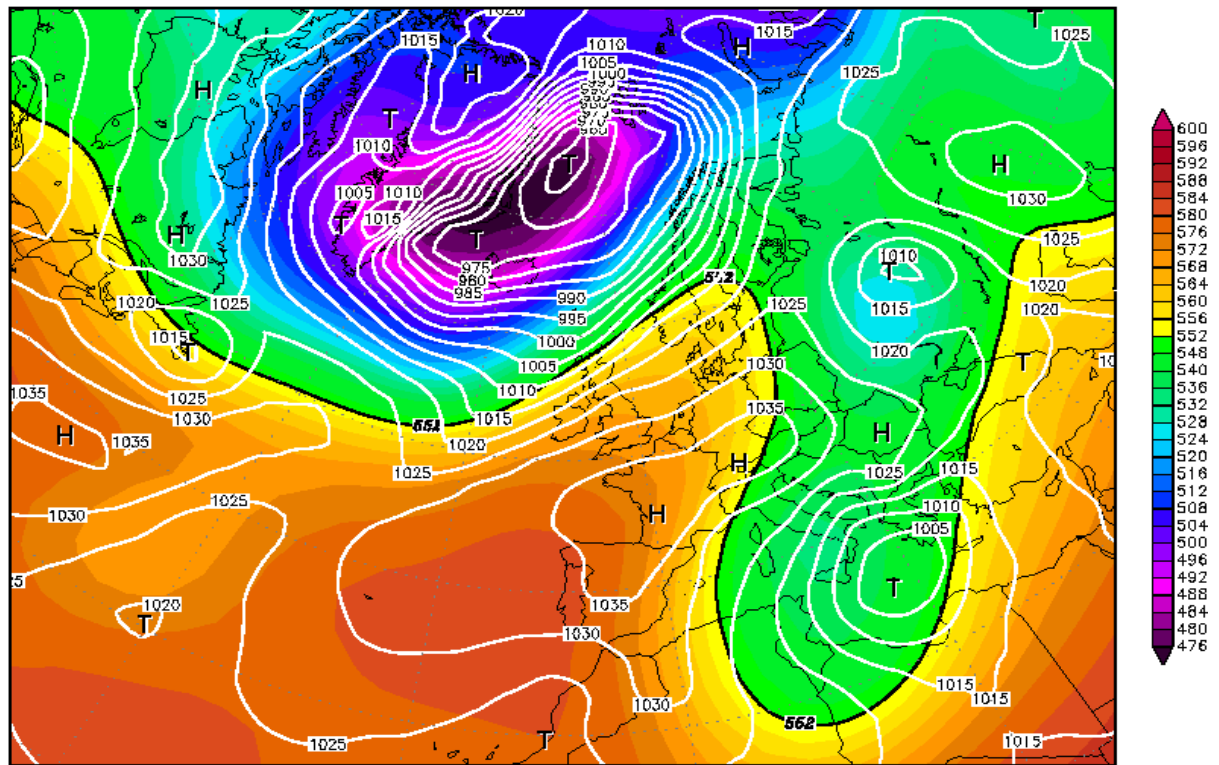


Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Figura 23 – Mappa di reanalisi del modello americano a scala globale GFS, riguardante la giornata del 13 gennaio 1995 – Si nota il grande anticiclone ad ovest e la discesa di aria molto fredda sul Mediterraneo. I colori indicano l'altezza di geopotenziale, mentre le linee bianche sono le isobare al suolo. (Fonte www.wetterzentrale.de)

14JAN1995 00Z

500 hPa Geopotential (gpdm) und Bodendruck (hPa)

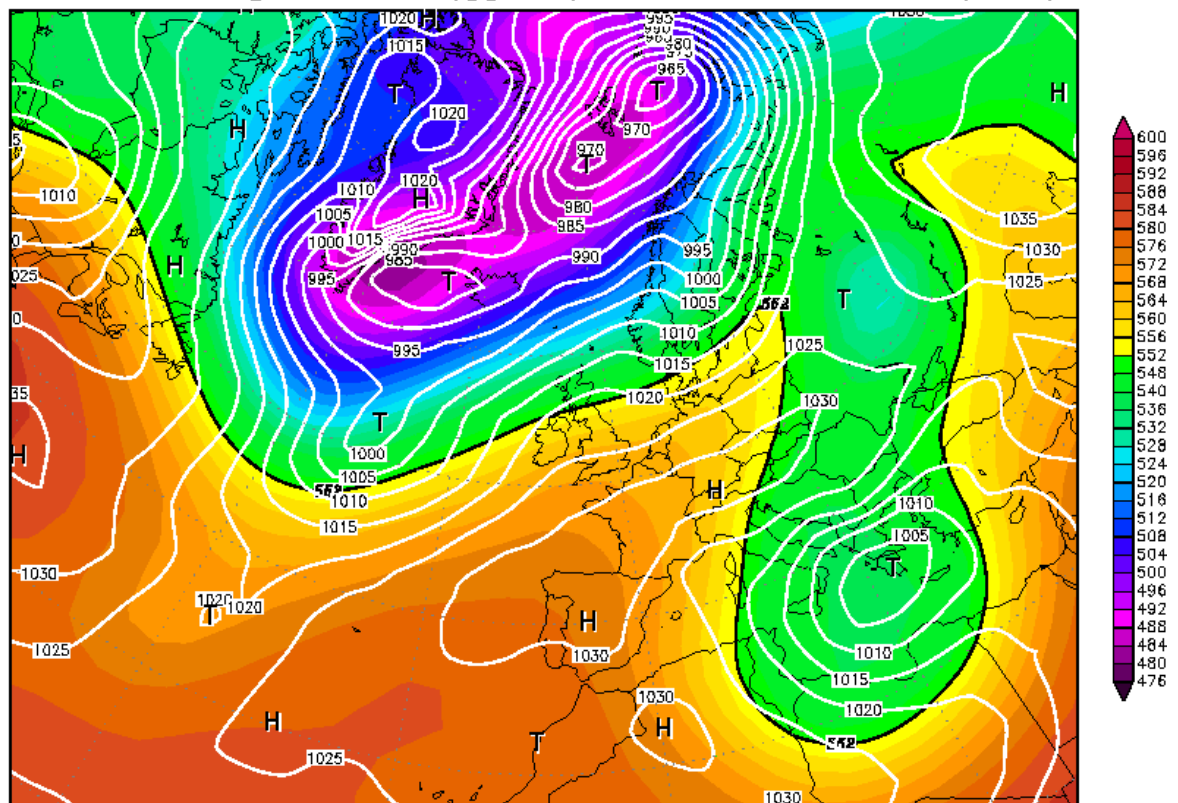


Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Figura 24 – Formazione del centro di bassa pressione a sud est della Sicilia il giorno 14 gennaio 1995

15JAN1995 00Z

500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Figura 25 – Formazione del TLC durante il 15 gennaio 1995. Il fenomeno è a piccola scala quindi non rilevabile dai modelli a scala globale. Il centro depressionario principale tende a traslare verso est indebolendosi. (Fonte: www.wetterzentrale.de)

4.3 Caratteristiche del TLC

Le immagini satellitari hanno evidenziato che il TLC ha avuto caratteristiche riconducibili sia ai cicloni tropicali, sia alle normali depressioni delle medie latitudini.

Infatti, se da un lato si è avuto modo di osservare l'occhio centrale completamente privo di nubi, dall'altro è emersa una struttura asimmetrica attorno al minimo di pressione maggiormente riconducibile ad un ciclone delle medie latitudini.

Analizzando il campo di velocità del vento si è notato, inoltre, che l'intensità tendeva a decrescere con la quota: una caratteristica, questa, tipica dei cicloni tropicali e indotta dalla presenza di un nucleo centrale a cuore caldo.

4.4 Analisi del TLC attraverso il modello numerico

Nello studio di questo medicane sono state utilizzate tre versioni del modello UKMO, che corrispondono a diverse risoluzioni del modello.

La versione a scala globale, LAM (modello ad area limitata) e mesoscala, quest'ultimo con la risoluzione verticale maggiore. In tutti e tre i casi la risoluzione aumenta in prossimità del suolo. La temperatura superficiale del mare è stata presa dal modello a scala globale. I dati di inizializzazione del modello sono stati presi alle 00:00 UTC del 15 gennaio 1995.

4.4.1 Il campo di pressione e precipitazioni

In questo paragrafo vedremo come il modello ha previsto l'evolversi nel tempo del ciclone e come la previsione del suo spostamento abbia riprodotto la reale traiettoria percorsa nelle prime 24 ore per poi perdere di accuratezza nelle ore successive.

Già alle 12:00 UTC del 15 gennaio 1995 il modello mostrava un inizio di ciclogenesi, che poi è evoluta in un TLC, ma 6 ore prima era comunque apprezzabile una certa incurvatura delle isobare a livello del mare tra la Grecia e la Sicilia. Nelle prime sei ore, a partire dalle 12:00 UTC, il modello non prevedeva un sostanziale spostamento del vortice, mentre a partire dalle 18 UTC si notava uno spostamento verso sud ovest.

Per la mattinata del giorno seguente vediamo che il vortice era previsto all'ingresso del golfo di Sidra, quindi lo vedevamo esaurirsi alle 00:00 UTC del 17 gennaio dopo il landfall.

Quanto detto finora descrive la previsione effettuata dal modello matematico alle 00:00 UTC del 15 gennaio 1995.

Nelle prime 24 ore, il modello è stato abbastanza performante, riuscendo ad essere attendibile sullo spostamento e sulla previsione della pressione, in quanto alle 00:00 UTC del 16 gennaio la differenza tra la posizione prevista e quella reale era di appena un grado di latitudine (circa 111 km).

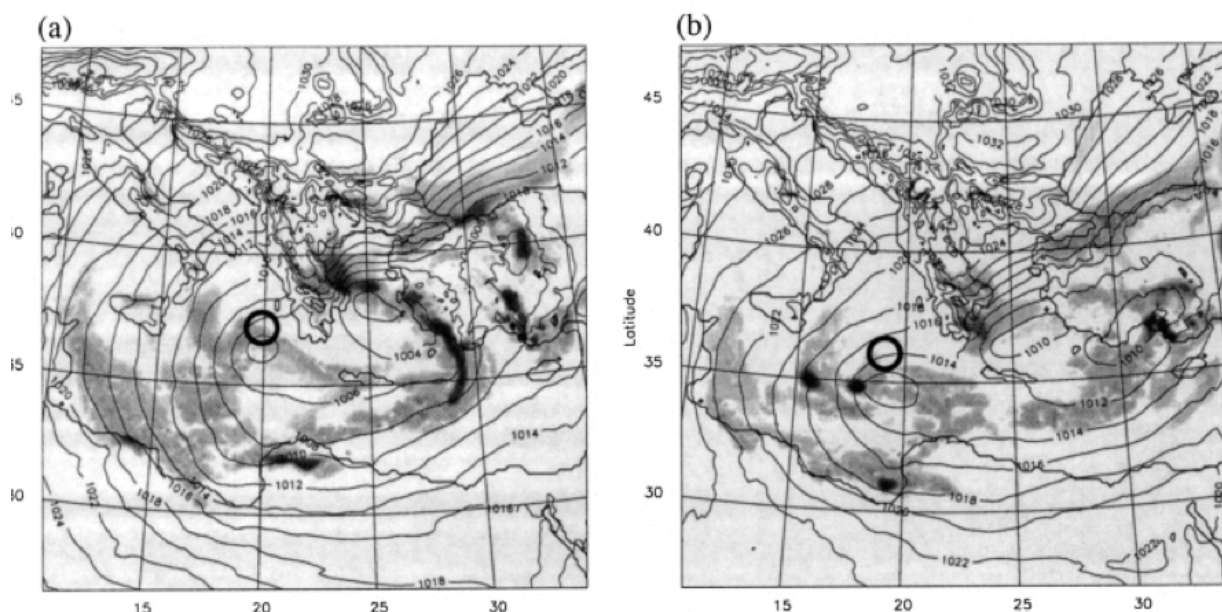


Figura 26 – Il cerchio in grassetto evidenzia la reale posizione del ciclone, mentre il cerchio più lieve la posizione prevista. Le bande colorate in grigio e nero indicano le precipitazioni previste

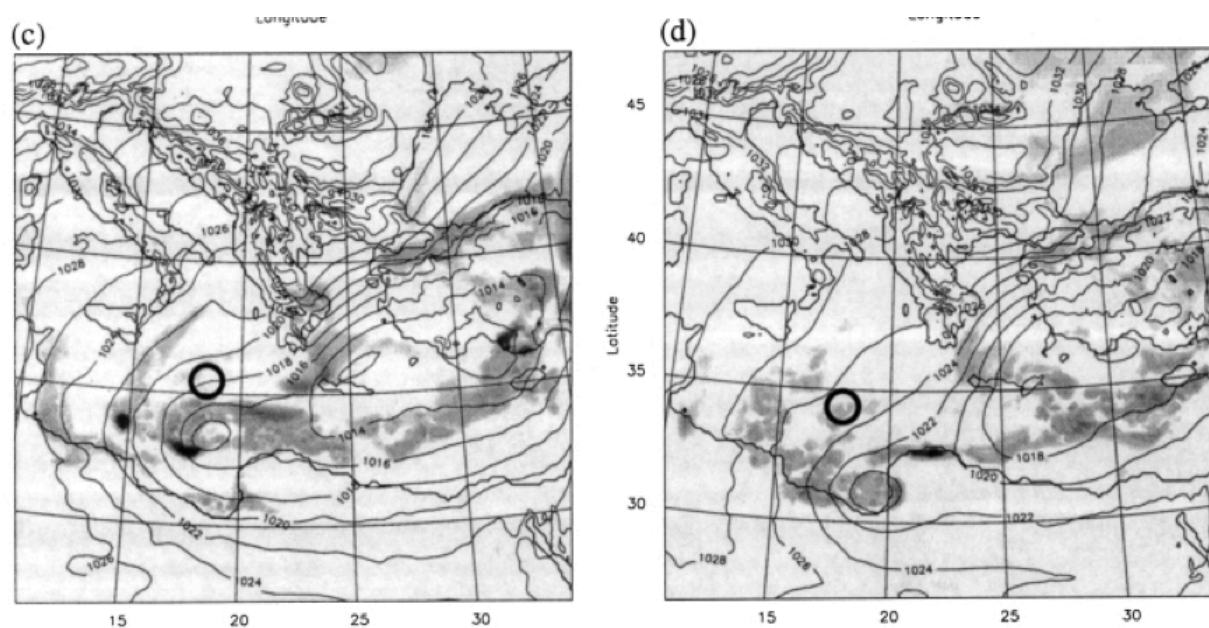


Figura 27 – Si comincia a vedere la notevole discrepanza tra la posizione prevista del ciclone e quella realmente osservata. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

Successivamente notiamo che il modello di previsione prevedeva un ciclone molto più veloce nel suo spostamento, mentre la reale posizione del vortice rimaneva sempre più indietro rispetto a quella prevista dal modello, arrivando così ad aumentare l'errore fino a 3 gradi di latitudine.

Per quanto riguarda il campo di pressione possiamo notare più o meno lo stesso problema.

Nelle prime 12-18 ore la pressione reale rivelata non si discostava da quella prevista, nelle 12 ore successive il divario era di appena 2 hPa.

Oltre le 30 ore il modello prevedeva una significativa crescita della pressione al centro del ciclone con relativo indebolimento della struttura, mentre nella realtà la pressione rimaneva più o meno la stessa.

Nel campo delle precipitazioni possiamo vedere come il modello abbia giustamente predetto una zona senza pioggia o neve e con cielo sereno posta al centro della tempesta, ovvero l'occhio, mentre le precipitazioni maggiori erano previste sotto il muro di nubi convettive vicino all'occhio.

Purtroppo non abbiamo stazioni in mare aperto per sapere con certezza se il modello abbia previsto i mm di precipitazione che realmente sono caduti.

La nave che è passata alle 12:00 UTC del 15 gennaio non ha registrato precipitazioni.

4.4.2 Analisi del profilo verticale della temperatura.

Un parametro molto importante per capire quanto possa essere intensa e profonda la convezione è la temperatura della cima delle nubi: se la temperatura è molto bassa significa che l'attività convettiva si è spinta molto in alto, andando a costruire imponenti cumulonembi, responsabili dei fenomeni temporaleschi intensi che si sono verificati.

Sono stati quindi messi a confronto i dati delle immagini satellitari nel canale dell'infrarosso con i dati provenienti dai radiosondaggi effettuati dal modello matematico durante due momenti diversi, alle 00:00 UTC del 16 gennaio ed alle 12:00 UTC dello stesso giorno.

Dal primo radiosondaggio abbiamo notato come l'atmosfera fosse instabile fino all'isobara a 350 hPa e, seguendo il profilo adiabatico saturo, si è calcolato che il top delle nubi fosse intorno ai 280 hPa a una temperatura di circa -49°C.

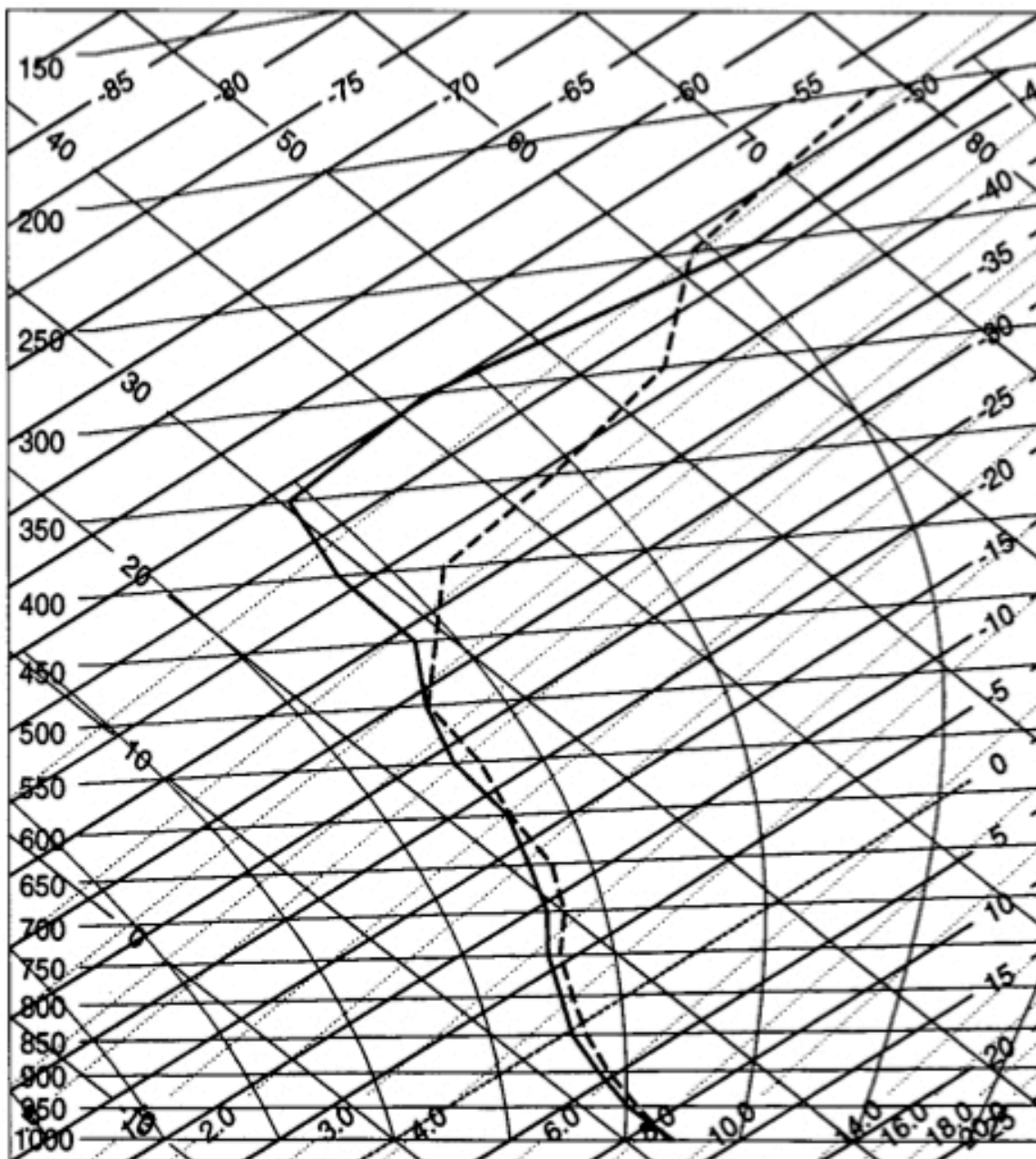


Figura 28 – La linea scura rappresenta il profilo verticale alle 00 UTC del 16 gennaio 1995, la linea tratteggiata evidenzia la situazione 12 ore più tardi. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

Nel secondo radiosondaggio, 12 ore più tardi, seguendo la stessa modalità, è stata rilevata sempre un'atmosfera instabile, ma con uno spessore verticale più ridotto e con una temperatura del top delle nubi intorno ai -40°C a causa di un'inversione termica oltre i 400 hPa, in accordo con la fase di indebolimento dell'attività convettiva all'interno del ciclone.

Osservando le rilevazioni satellitari si nota che la temperatura del top delle nubi nel primo caso era registrata intorno ai -50°C , mentre nel secondo avrebbe

dovuto essere in un range compreso tra i -40°C ed i -50°C e quindi possiamo concludere che i risultati sono coincidenti.

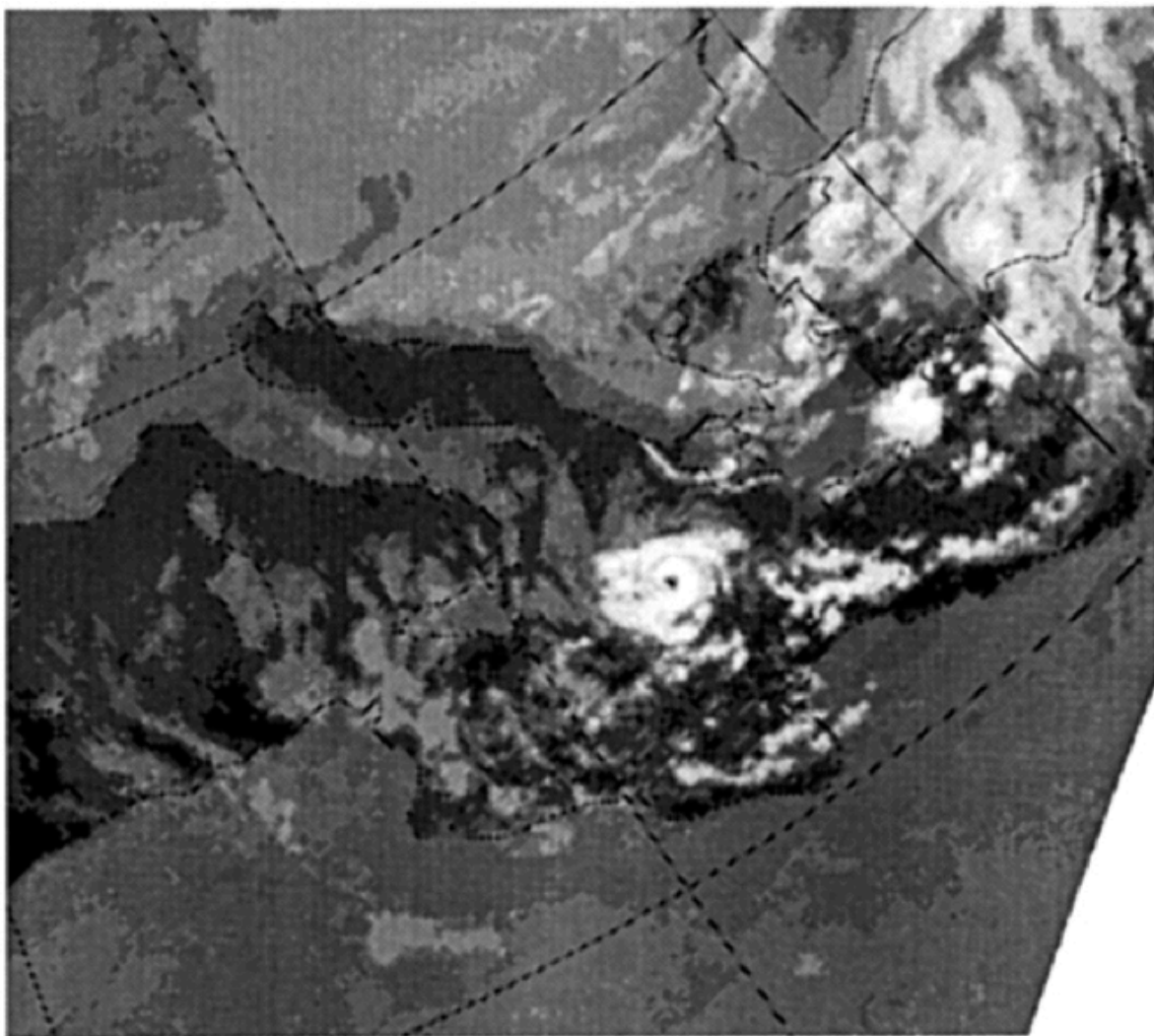


Figura 29 – Immagine satellitare nell'infrarosso alle 3 UTC del 16 gennaio 1995. Le tonalità più chiare indicano temperature del top molto basse quindi evidenziano le nubi più fredde. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

4.4.3 Le cause principali della sua formazione

Nell'analisi delle cause che hanno portato alla formazione del TLC sono stati ipotizzati diverse motivi.

L'instabilità baroclina è sicuramente la causa principale della formazione di perturbazioni alle medie latitudini, ma nel nostro caso è stato dimostrato che non ha avuto un ruolo determinante nella formazione e crescita del Medicane.

Analizzando un fattore importante come la temperatura potenziale, (figura 30) si vede come non siano evidenti anomalie nelle linee isoentropiche disegnate dal modello nell'area dove si è sviluppato il ciclone.

Un altro aspetto che sicuramente gioca un ruolo fondamentale nella formazione di nubi a sviluppo verticale è la presenza della corrente a getto alle quote superiori.

Nel nostro caso la massima intensità della corrente a getto scorreva da ovest verso est al di sopra della linea costiera del nord Africa. (figure 31 a e b)

Sicuramente la corrente a getto è stata determinante nello spostamento di tutta la struttura depressionaria, all'interno della quale era presente anche il nostro TLC, verso est, ma non ha rappresentato il fattore scatenante per la formazione e mantenimento del Medicane.

Sappiamo che i cicloni delle medie latitudini attingono la loro energia dai flussi di aria caldo-umida nei bassi strati, e quindi umidità, calore sensibile e calore latente sono dei parametri fondamentali per la crescita di queste perturbazioni.

A tal proposito vediamo nella figura 32 i flussi di calore sensibile alla destra del nostro TLC, come in una normale depressione delle medie latitudini.

Come abbiamo visto, nei cicloni tropicali il rilascio di calore latente è la causa primaria della loro crescita e mantenimento,

Nei TLC invece la situazione è un po' differente ed a tal proposito sono stati fatti due esperimenti.

Nel primo il modello matematico di previsione è stato inizializzato togliendo dai dati iniziali l'umidità, il calore sensibile ed il calore latente, tutti relativi al livello del mare, mentre nel secondo il modello è stato inizializzato togliendo soltanto il calore latente.

Nel primo caso notiamo che si è formato comunque un centro di bassa pressione, ma con un'intensità ed estensione nello spazio e nel tempo non paragonabile al reale ciclone, figura 33.

Nel secondo esperimento abbiamo potuto apprezzare come il ciclone sia più debole rispetto alla situazione reale, ma molto più intenso rispetto a quello del primo esperimento.

I risultati ottenuti da questi esperimenti sono molto importanti perché dimostrano come il flusso di calore sensibile abbia giocato un ruolo molto importante nella formazione ed intensificazione del TLC.

Possiamo affermare quindi che, mentre nella formazione ed intensificazione dei cicloni tropicali il rilascio di calore latente è molto più importante rispetto al calore sensibile, in questo TLC calore sensibile e calore latente hanno avuto lo stesso peso. In questo caso vediamo che il TLC assume caratteristiche assimilabili alle depressioni extratropicali.

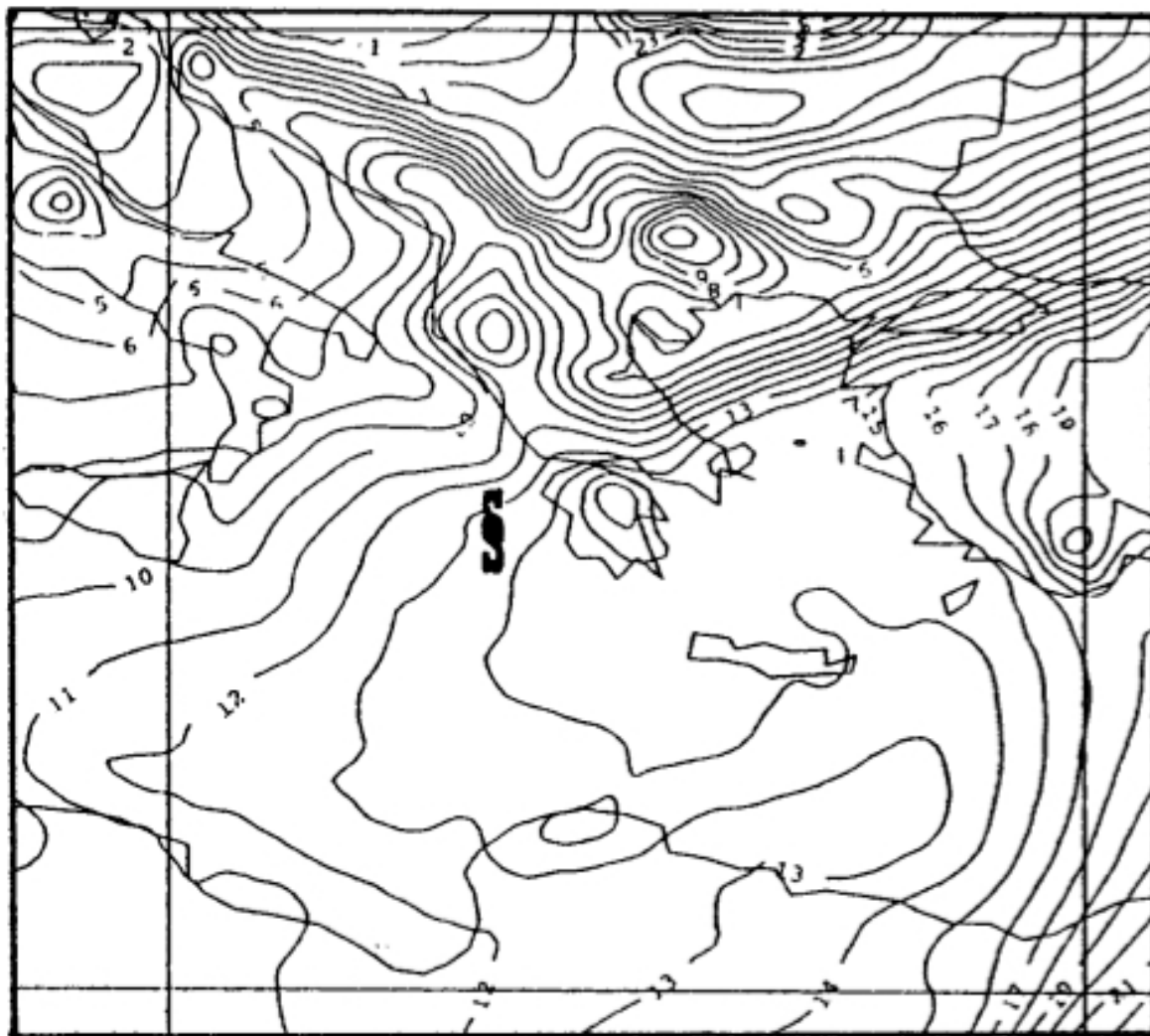


Figura 30 – Campo della temperatura potenziale alle 3 UTC del 15 gennaio 1995, la posizione del TLC è indicata dal simbolo degli uragani. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

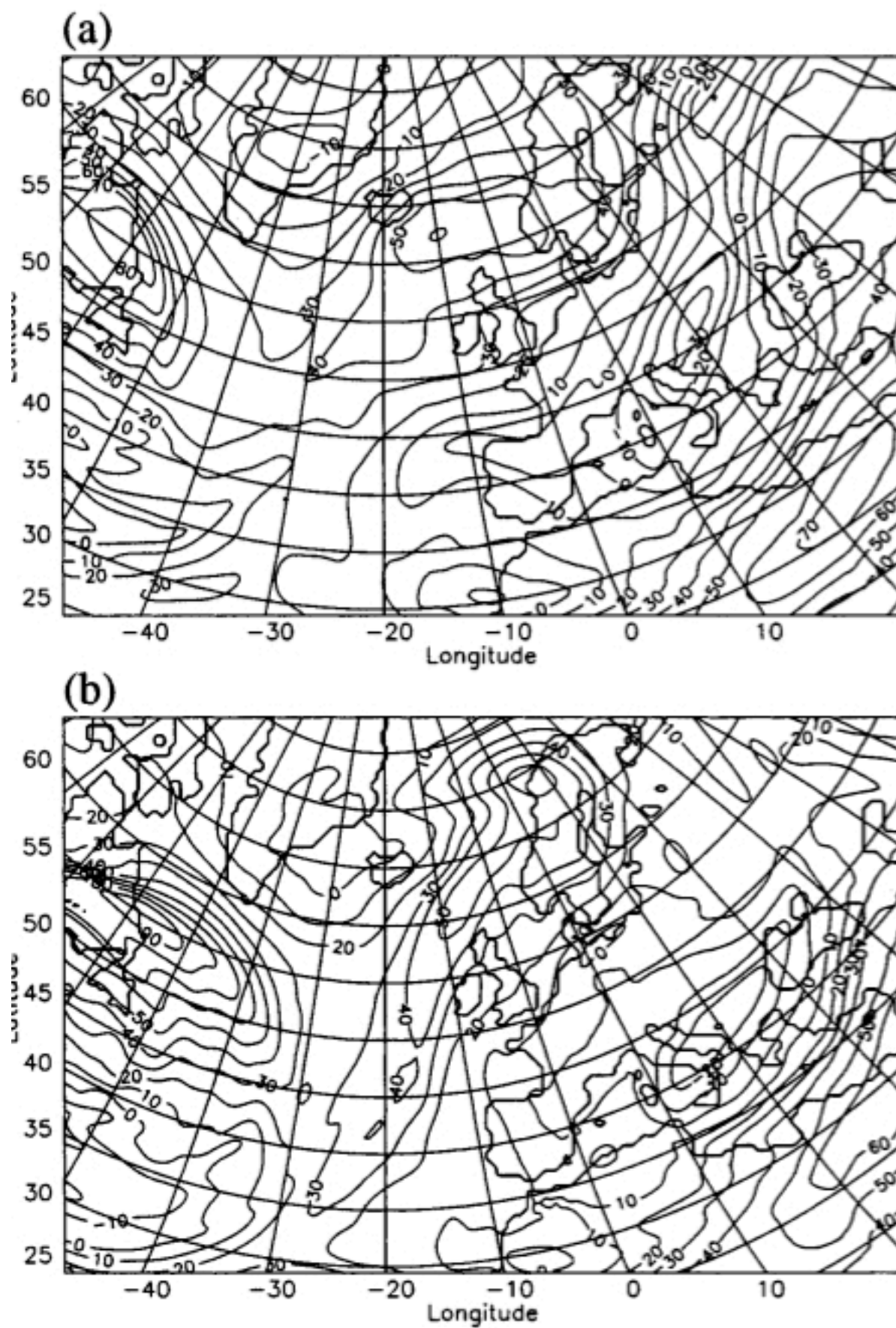


Figura 31 - In questa figura sono riportate le isolinee della velocità del vento alla quota isobarica di 250 hPa, espressa in m/s; in a la situazione alle 6 UTC del 15 gennaio 1995, in b alle

00 UTC del 16 gennaio 1995. Le punte di massima velocità del vento indicano la presenza della corrente a getto. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

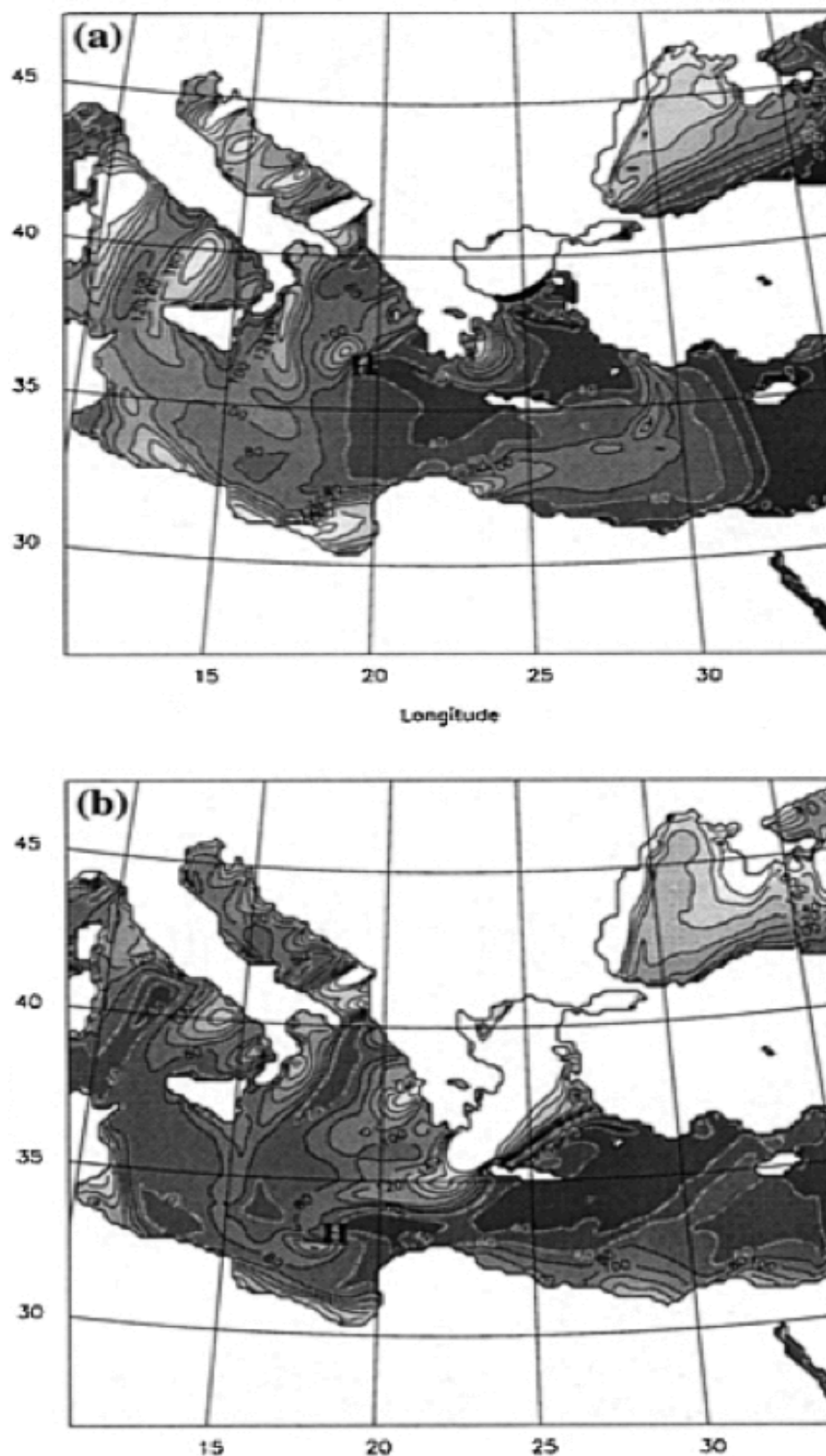


Figura 32 – In questa immagine sono indicati i flussi di calore sensibile a livello del mare, la posizione del ciclone è indicata dalla lettera H. I colori più scuri indicano temperature più calde, si nota quindi l'afflusso di calore sensibile alla destra del ciclone. L'immagine a è riferita alle 12

UTC del 15 gennaio 1995, mentre la b alla stessa ora del 16 gennaio 1995. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

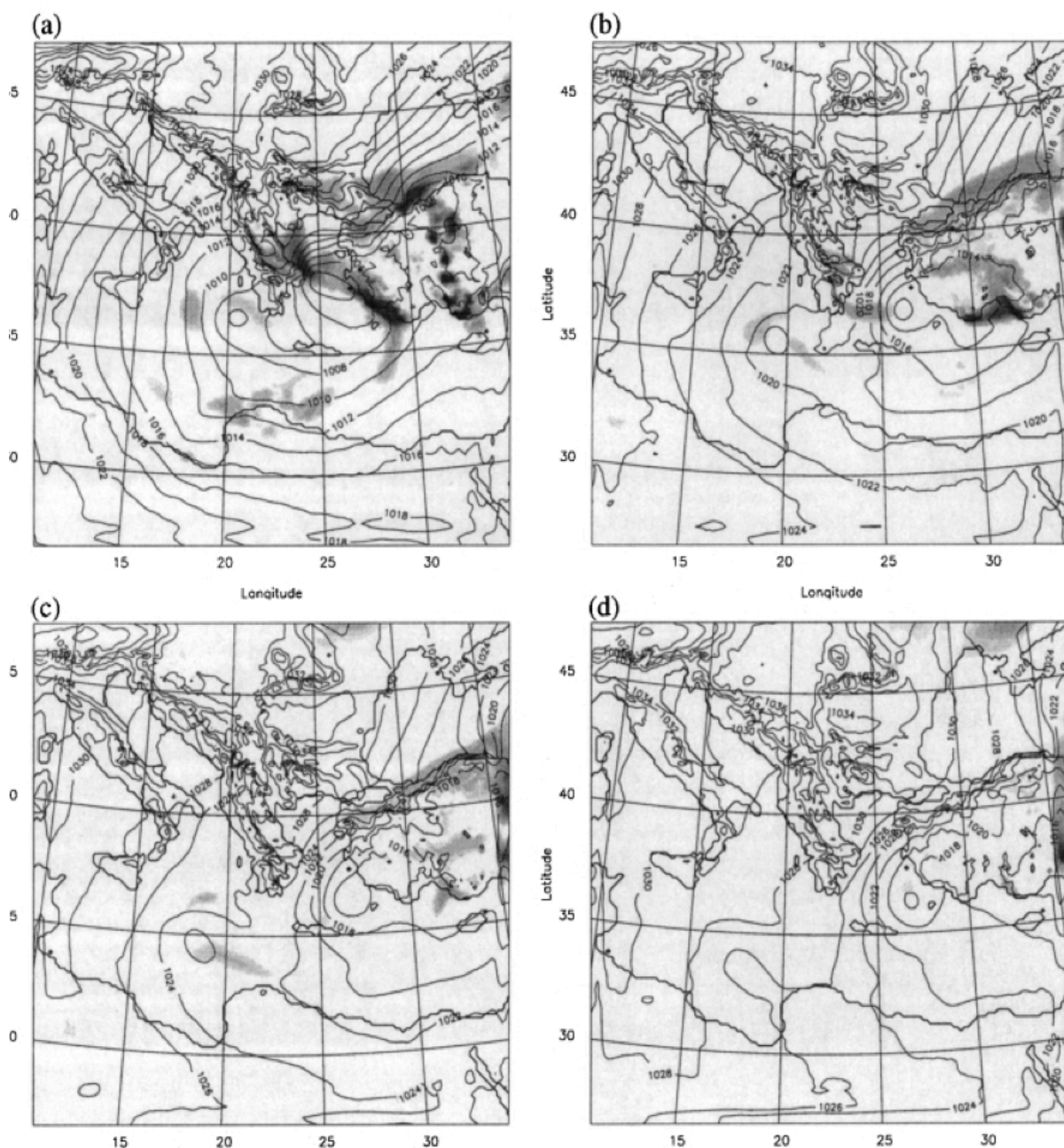


Figura 33 – Evoluzione della situazione nel primo esperimento, a partire dalle 12 UTC del 15 gennaio 1995 (posizione a), fino ad arrivare alle 12 UTC del 16 gennaio 1995. Le linee rappresentano le isobare a livello del mare ed i colori dal grigio chiaro al grigio scuro indicano le precipitazioni da deboli ad intense. Si evidenzia una circolazione ciclonica molto debole, non paragonabile a quelle realmente registrata. (Fonte: Pytharoulis et Al.)

5 Conclusioni

In questa tesi si è voluto cercare di capire le caratteristiche che hanno in comune i medicane con gli uragani tropicali.

Sono stati esaminati i casi dell'ottobre del 1996 e del gennaio 1995, oltre che l'attività elettrica nel TLC del settembre 2006.

Abbiamo visto che nella fase matura i TLC assomigliano molto agli uragani tropicali, specialmente nel loro aspetto visivo, in quanto possiedono entrambi una struttura nuvolosa spiraliforme e sono dotati entrambi dell'occhio al centro. Per quanto riguarda il campo di vento al suolo, anche per i medicane si verificano raffiche molto intense con una decrescita dell'intensità man mano che si sale di quota.

I medicane, come gli uragani, sono dotati di un cuore caldo in quota, ovvero al centro del sistema il profilo di temperatura tende ad aumentare a causa del rilascio del calore latente di condensazione del vapore d'acqua.

Recentemente è stata notata un'altra similitudine tra i medicane e gli uragani tropicali: sembra che, anche per i sistemi mediterranei, la fase più intensa sia anticipata di 24-30 ore da un'intensa attività elettrica distribuita su tutto il corpo del ciclone. Man mano che la ciclogenesi si approfondisce il numero delle scariche elettriche tende a diminuire e a spostarsi sempre più verso le code del sistema.

Tuttavia abbiamo visto che esistono anche degli aspetti che differenziano i medicane dagli uragani.

La scala spaziale dei medicane non va oltre le poche centinaia di km, mentre il diametro di un uragano sappiamo essere superiore ai 1000 km, talvolta anche il doppio.

I tempi che intercorrono tra la formazione e la dissipazione sono molto superiori negli uragani piuttosto che nei medicane.

Una differenza sostanziale è rappresentata dalla temperatura del mare, in quanto al di sotto dei 26°C non abbiamo la formazione di uragani, mentre abbiamo visto che il Mediane del 15 gennaio 1995 si sviluppò con una temperatura superficiale del mare di appena 16°C.

Di conseguenza, mentre gli uragani hanno un periodo dell'anno in cui si formano, generalmente da luglio a ottobre, in corrispondenza della temperatura più calda dell'oceano tropicali, i medicane possono formarsi in qualsiasi periodo dell'anno.

Nei medicane il calore sensibile gioca un ruolo paritario, se non superiore rispetto al calore latente nella loro intensificazione e mantenimento, mentre gli uragani traggono la loro potenza principalmente dall'energia apportata dal calore latente di condensazione.

Abbiamo dunque visto che, apparentemente, i TLC sono come degli uragani in miniatura che si sviluppano nel mar Mediterraneo, ma in realtà in alcuni aspetti tendono ad assomigliare anche alle classiche depressioni delle medie latitudini. Ad oggi però sono ancora scarse le conoscenze che abbiamo sull'argomento, seppur negli ultimi anni siano stati compiuti notevoli sforzi per comprendere meglio questo fenomeno.

Bibliografia

- Charney, J. G. and Eliassen, A. (1949), A Numerical Method for Predicting the Perturbations of the Middle Latitude Westerlies. *Tellus*, 1: 38–54.
- Mayengon, R., 1984: Warm core cyclones in the Mediterranean. *Mar. Weather Log*, Vol. 28, No. 1, pp.6-9.
- Malguzzi, P., Buzzi, A. & Tartaglione, N. (1997). Case studies of events of heavy precipitation in the Mediterranean area. In INM/WMO Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean, MMAINM/UIB: 801–804 [available from Instituto Nacional de Meteorología, Palma de Mallorca].
- Miglietta, M. M., S. Laviola, A. Malvaldi, D. Conte, V. Levizzani, and C. Price, 2013: Analysis of tropical-like cyclone over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite approach. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2400–2405, doi:10.1002/grl.50432.
- Pytharoulis, I., G. C. Craig, and S. P. Ballard (2000), The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995, *Meteorol. Appl.*, 7, 261–279.
- Rasmussen, E. and Zick, C., 1987: A subsynoptic vortex over the Mediterranean Sea with some resemblance to polar lows. *Tellus*, 39: 408–425.
- Reale, O., and R. Atlas (2001), Tropical cyclone-like vortices in the extratropics: Observational evidence and synoptic analysis, *Wea. Forecasting*, 16, 7–34
- Trigo, I. F. and Davies, T. D. (2002): Meteorological conditions associated with sea surges in Venice: a 40 year climatology, *Int. J. Climatol.*, 22, 787–803,.
- Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R. (1999): Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, *J. Climate*, 12, 1685–1696.